

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DU GÎTE AURIFÈRE DE  
BELLECHASSE-TIMMINS, APPALACHES DU SUD DU QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
MANON VALETTE

AOÛT 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Avant toutes choses, je tiens à remercier mon directeur de maîtrise, Alain Tremblay, sans qui tout ceci n'aurait été possible. Merci pour ta confiance, tes critiques, ton objectivité, ta patience ainsi que ta disponibilité. Merci de m'avoir guidé tout au long de cette expérience et de m'avoir conforté dans l'idée que la recherche scientifique et le partage de connaissances sont des aspects fondamentaux en sciences de la Terre.

Un grand merci à Frank Candido (et Golden Hope Mines Limited), pour avoir financé une partie de mes travaux, pour m'avoir permis d'étudier leur gîte, d'avoir accès à leurs locaux, leurs données et toutes leurs commodités. Merci au FRQNT et CRNSG pour leur aide financière qui m'a permis, dans des conditions optimales, de mener à bien ce projet.

Je remercie également Dany Boilard, pour sa disponibilité, son savoir, ses conseils, pour m'avoir fait découvrir la vie, les gens, d'un petit village bien paisible dans la région de Bellechasse. Et surtout merci d'avoir répondu à mes questions par ... des questions ! Qui m'ont permis d'avancer dans mes réflexions.

Pour son expérience de recherche, son avis indispensable, ses références, sa disponibilité en tout temps, je tiens à remercier Yannick Daoudene, en espérant un jour te renvoyer l'ascenseur (et dieu sait qu'on les a attendu !). Merci à Michelle Laithier, pour ses talents artistiques, ses précieux conseils et son côté perfectionniste qui m'ont permis d'être plus que satisfaite des travaux réalisés avec elle. Je suis aussi reconnaissante envers Viorel Horoi, Frédéric Toupin et Raynald Lapointe pour leur support technique/informatique et envers Gilles Ruffet et Stéphane Prémont pour les analyses en laboratoire réalisées sur les échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins.

Je voudrais remercier ma fidèle partenaire de terrain, Jade Falardeau, pour avoir été plus qu'indispensable lors des travaux réalisés dans la région de Bellechasse. Merci à Christine, fidèle partenaire de ces trois ans, avec qui j'ai partagé les hauts mais aussi les bas nécessaires à la réussite de cette maîtrise. Merci à Jocelyn, frère spirituel et intellectuel qui a su me remettre sur la bonne voie lorsque cela était nécessaire. À ces belles rencontres que j'ai faites et que je ne pourrais pas toutes citer : Camille, Richard, Dave, Bianca, Vincent, et vous tous, merci de m'avoir supporté dans les mauvais moments comme dans les bons durant ces trois années à la découverte d'une formidable culture qu'est celle du Québec.

Enfin, mais non des moindres, je souhaite dire à ma famille à quel point je suis reconnaissante pour leur soutien indéfectible, leurs encouragements et leur confiance qui m'ont permis de suivre ma passion et de réaliser mes rêves. Merci d'être, tous simplement, mon exemple de réussite dans la vie.



## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xiv
RÉSUMÉ.....	xvi
CHAPITRE I	
INTRODUCTION.....	1
1.1 Problématique et objectifs du projet de recherche .....	1
1.2 Méthodologie .....	2
1.3 Structure du document .....	5
1.4 Contributions reliées au mémoire de maîtrise.....	6
CHAPITRE II	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL .....	7
2.1 La chaîne des Appalaches .....	7
2.2 Évolution tectonique des Appalaches du Québec .....	10
2.3 Tectonostratigraphie des Appalaches du sud du Québec .....	14
2.3.1 La zone de Humber .....	14
2.3.2 La zone de Dunnage.....	17
2.3.3 La Ceinture de Gaspé.....	18
2.4 Stratigraphie de la zone de Dunnage.....	19
2.4.1 Les ophiolites .....	19
2.4.2 Le Complexe d'Ascot .....	20
2.4.3 Le Mélange de Saint-Daniel .....	21
2.4.4 Le Groupe de Magog .....	22
2.5 Structures de la zone de Dunnage .....	25
2.6 Minéralisations aurifères du Groupe de Magog.....	26

CHAPITRE III	
LE GÎTE DE BELLECHASSE-TIMMINS .....	29
3.1 Généralités.....	29
3.2 Description des zones d'études .....	32
3.2.1 Zones Timmins 1 et 2 .....	34
3.2.2 Zone 88 .....	35
3.2.3 Zone Timmins 5 .....	35
3.3 Analyse pétrographique des différents types de roches .....	36
3.3.1 La Formation d'Etchemin .....	36
a) <i>Mudstone siliceux verdâtre</i> .....	36
b) <i>Grès volcanoclastique</i> .....	38
c) <i>Mudstone siliceux marron</i> .....	39
3.3.2 Les roches intrusives .....	40
a) <i>La diorite</i> .....	41
b) <i>Gabbro épidotisé à magnétite</i> .....	46
3.3.3 Altérations hydrothermales .....	46
3.4 Assemblages métallifères.....	49
3.4.1 Minéralisation des veines et de leurs épontes .....	49
3.4.2 Séquences paragenétique et altérations.....	52
CHAPITRE IV	
CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE ET DATATION ISOTOPIQUE DES	
INTRUSIONS DE BELLECHASSE-TIMMINS .....	54
4.1 Caractérisation géochimique des intrusions de Bellechasse-Timmins .....	54
4.1.1 Méthodes analytiques.....	54
4.1.2 Mobilité des éléments en traces .....	56
4.1.3 Classification et pétrogenèse.....	57
a) <i>Classification des roches intrusives</i> .....	57
b) <i>Affinité magmatique et pétrogenèse</i> .....	62

4.1.4 Environnement tectonique de formation.....	68
4.2 Géochimie des altérations hydrothermales .....	71
4.3 Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	74
4.1.1 Description des échantillons .....	74
4.1.2 Procédures analytiques.....	74
4.1.3 Résultats .....	76
4.4 Interprétations et discussion .....	78
4.4.1 Âges isotopiques .....	78
4.4.2 Comparaison géochimique avec différentes suites magmatiques du nord du Vermont et du sud du Québec.....	81

## CHAPITRE V

ANALYSE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DU GÎTE DE BELLECHASSE-TIMMINS .....	85
5.1 Structures planaires .....	86
5.2 Structures linéaires .....	94
5.2.1 Linéations d'étirement et minérale .....	94
5.2.2 Linéations d'intersection.....	96
5.2.3 Linéation de crénulation.....	96
5.3 Plis.....	97
5.4 Structures ductiles-cassantes.....	99
5.4.1 Zones de cisaillement.....	100
5.4.2 Failles .....	103
5.5 Veines de quartz-carbonates .....	107

## CHAPITRE VI

DISCUSSION .....	113
6.1 Synthèse structurale .....	113
6.1.1 Développement des structures majeures .....	113
6.1.2 Formation des veines .....	117
6.1.3 Implication quant à la minéralisation aurifère .....	120

6.2. Modèles génétiques des filons d'or orogénique.....	124
6.2.1 Modèles actuels.....	124
a) <i>Caractéristiques communes des gisements d'or orogénique</i> .....	124
b) <i>Le modèle du « continuum » crustal et ses limites</i> .....	127
6.2.2 Implications quant à la formation du gîte de Bellechasse-Timmins .....	128
a) <i>Transport et précipitation de l'or</i> .....	128
b) <i>Quelle a été la source de l'or ?</i> .....	129
CHAPITRE VII	
CONCLUSION .....	133
RÉFÉRENCES.....	135
ANNEXE A	
1. Données géochimiques des intrusions de Bellechasse-Timmins .....	149
2. Données géochimiques de Bédard (1995).....	151
ANNEXE B	
1. Données de terrain : Zone Timmins 1 .....	153
2. Données de terrain : Entre les zones Timmins 1 et Timmins 2 .....	161
3. Données de terrain : Zone Timmins 2.....	165
4. Données de terrain : Zone Timmins 5.....	168
5. Données de terrain : Zone 88 .....	173
6. Données de terrain : Localisation des échantillons .....	183
ANNEXE C	
Photos des carottes du forage BD2010-115 associées à l'étude du RQD.....	185

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
2.1. Carte des Appalaches montrant la division nord/sud ainsi que les principales subdivisions lithotectoniques et carte simplifiée des Appalaches du Canada et de la Nouvelle-Angleterre montrant les principaux éléments lithotectoniques. ....	9
2.2. Modèle schématique de l'évolution structurale de la marge laurentienne dans les Appalaches du sud du Québec. ....	11
2.3. Carte géologique de la région de l'Estrie-Beauce des Appalaches du sud du Québec. ....	15
2.4. Coupe structurale schématique illustrant la géométrie et la cinématique des déformations régionales des Appalaches du sud du Québec. ....	16
2.5 Carte géologique de la région de la Beauce localisant le gîte de Bellechasse-Timmins. ....	23
3.1 Carte de localisation du gîte de Bellechasse-Timmins et des propriétés minières appartenant à Golden Hope Mines Ltée. ....	30
3.2 Carte de compilation des travaux d'exploration réalisés sur le décapage de Bellechasse-Timmins. ....	31
3.3 Carte simplifiée des décapages de Bellechasse-Timmins localisant les grilles et affleurements étudiés ainsi que les échantillons prélevés. ....	33
3.4 Photos d'affleurements et photomicrographies des roches de la Formation d'Etchemin. ....	37
3.5 Photomicrographies de la diorite. ....	42
3.6 Photomicrographies de la diorite, du gabbro et des différentes altérations. ....	45
3.7 Photographies et microphotographies de la minéralisation présente au sein des veines et de leurs épontes. ....	50



4.1	Diagramme de covariations des éléments relativement immobiles pour les intrusions du gîte de Bellechasse-Timmins : Zr vs Th, Nb, Ce, Y, La et Hf. ....	58
4.2	Diagrammes de discrimination Nb/Y vs Zr/TiO <sub>2</sub> et AFM pour les roches intrusives prélevées à Bellechasse-Timmins. ....	60
4.3	Diagramme multi-cationique de classification des roches intrusives montrant la répartition des échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins. ....	61
4.4a	Spectre des terres rares pour les échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins normalisés aux valeurs des chondrites C1. ....	63
4.4b	Diagramme à multiéléments pour les échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins normalisés aux MORB. ....	65
4.5	Diagrammes La vs La/Yb et Hf vs Hf/La montrant les processus de différenciation des échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins. ....	67
4.6	Diagrammes de discrimination tectonomagmatique : A. Ti/1000 vs V et B. Ta/Yb vs Th/Yb. ....	70
4.7	Discrimination et intensité des altérations potassique, sodique et à carbonate des échantillons intrusifs prélevés à Bellechasse-Timmins. ....	73
4.8	Photos des échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur amphibole et spectres <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar des amphiboles analysées. ....	75
4.9	Carte géologique des Appalaches du sud du Québec (région de l'Estrie) et du nord du Vermont. ....	80
5.1	Carte simplifiée des zones décapées du gîte de Bellechasse-Timmins exposant les différentes zones, l'emplacement des grilles d'études et des affleurements ainsi que la localisation des échantillons et les principales structures observées sur le terrain. ....	87
5.2	Carte géologique de la Zone Timmins 1 du gîte de Bellechasse-Timmins. ....	88

5.3	Carte géologique de la Zone Timmins 5 du gîte de Bellechasse-Timmins. ....	89
5.4	Carte géologique de la Zone 88 du gîte de Bellechasse-Timmins. ....	90
5.5	A. Projections stéréographiques équivalente des pôles de la stratification $S_0$ . B. à E. Photographies représentant $S_0$ , la polarité et l'aplatissement lors du développement de la schistosité. ....	91
5.6	A. Projection stéréographique équivalente des pôles de la schistosité $S_1$ . B. à E. Photographies et microphotographies de la schistosité développée au sein de la Formation d'Etchemin et des intrusions. ....	93
5.7	A. Projection stéréographique équivalente des linéations d'étirements et minérales présentes au sein du décapage de Bellechasse-Timmins. B. à E. Photographies des linéations développées au sein des différentes lithologies présentent à Bellechasse-Timmins. ....	95
5.8	A. Projection stéréographique équivalente des axes de plis développés au sein des lithologies du gîte de Bellechasse-Timmins. B. à D. Exemples de terrains des plis et de la relation $S_0/S_1$ développés au sein des argilites siliceuses verdâtres. E. et F. Sketch des plis affectant les différentes lithologies et schéma montrant les relations d'intersection des veines formées au sein d'un pli. ....	98
5.9	A. Projection stéréographique équivalente des pôles des zones de cisaillements présentes au sein du gîte de Bellechasse-Timmins. B. et C. Photographies des zones de cisaillements au sein des roches métasédimentaires et des structures C/S au sein des intrusions. D. Photographie des cinématiques observées en lames minces. E. Coupe structurale traversant les grilles Z8801 et Z8802 de la zone 88. ....	101
5.10	A. Projection stéréographique équivalente des failles et stries associées. B. Analyse du système faillé par la méthode des dièdres droits. C. Coupe structurale NO-SE traversant la zone T5 et montrant l'orientation des failles. D. et E. Photographies des gradins d'arrachements. ....	106
5.11	A. et B. Projection stéréographiques équivalentes des pôles des veines illustrant les différentes familles. C. à F. Photographies des différentes familles de veines. ....	108



5.12	A. à E. Photographies des différentes familles de veines. C. Cartographie des veines de la grille ZT102. F. Coupe structurale traversant la zone T1. ....	111
6.1	Chronologie relative des différents processus responsables de la minéralisation aurifère du gîte de Bellechasse-Timmins et représentation schématique en 3 dimensions de la mise en place des veines au sein de la zone T1 du gîte de Bellechasse-Timmins. ....	114
6.2	Diagrammes schématiques montrant la canalisation et la fluctuation de la pression des fluides lors du passage dans des zones à faible perméabilité matérialisées par la présence d'une intrusion ou par la cimentation des veines. ....	119
6.3	Exemples de modélisation 3D du gîte de Bellechasse-Timmins via le logiciel Leapfrog Geo : présentation du modèle. ....	122
6.4	Exemples de modélisation 3D du gîte de Bellechasse-Timmins via le logiciel Leapfrog Geo : intégration de la déformation et de la minéralisation. ....	123
6.5	Diagramme schématique montrant les paramètres tectoniques favorables à la mise en place des différents types de gisement d'or et représentation schématique du « continuum » crustal pour la formation des gisements d'or aux convergences de plaques. ....	126

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
4.1 Correspondance des échantillons géochimiques avec les échantillons ayant fait l'objet d'une analyse pétrographique. ....	56
5.1 Exemples du taux de récupération de carottes de forages (RQD) en fonction des lithologies et des structures présentes. ....	104

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

### Éléments

Ag : Argent  
Al : Aluminium  
Ar : Argon  
As : Arsenic  
Au : Or  
Ba : Baryum  
Bi : Bismuth  
C : Carbone  
Ca : Calcium  
Ce : Cérium  
CO<sub>2</sub> : Dioxyde de carbone  
Cu : Cuivre  
Eu : Europium  
Fe : Fer  
Gd : Gadolinium  
H<sub>2</sub>O : Eau  
Hf : Hafnium  
Hg : Mercure  
K : Potassium  
La : Lanthane  
Mg : Magnésium  
Mo : Molybdène  
Nb : Niobium  
O : Oxygène  
P : Phosphore

Pb : Plomb  
Rb : Rubidium  
S : Soufre  
Sb : Antimoine  
Sm : Samarium  
Sr : Strontium  
Tb : Terbium  
Te : Tellurure  
Th : Thorium  
Ti : Titane  
U : Uranium  
V : Vanadium  
W : Tungstène  
Yb : Ytterbium  
Y : Yttrium  
Zn : Zinc  
Zr : Zirconium

**Minéraux/Roches**

Act	Actinote
Am	Amphibole
Ank	Ankérite
Apy	Arsénopyrite
Cal	Calcite
Cb	Carbonate
Ccp	Chalcopyrite
Chl	Chlorite
D	Diorite
Ep	Épidote
Gt	Goethite
Hbl	Hornblende
Il	Ilménite
Mca	Mica
Pl	Plagioclase
Po	Pyrrhotite
Py	Pyrite
Qz	Quartz
Rt	Rutile
Ser	Séricite
Sph	Sphalérite
Stp	Stilpnomélane
Zo	Zoïsite

## RÉSUMÉ

Le gîte aurifère de Bellechasse-Timmins (BT) se situe à environ 110 kilomètres au sud de la ville de Québec et à 7 kilomètres du village de Saint-Magloire en Beauce. Il fait partie de la ceinture aurifère de Bellechasse située dans les Appalaches du sud du Québec et est le résultat de processus orogéniques associés à l'orogénie Acadienne au Dévonien.

Le gîte de BT est encaissé dans les roches volcanoclastiques et intrusives ordoviciennes du Groupe de Magog, témoin d'un bassin avant-arc syn-orogénique Taconien appartenant à la zone de Dunnage. Ces roches ont été déformées et métamorphisées au faciès des schistes verts. La minéralisation aurifère est principalement développée dans des filons couches de diorite et localement dans des dykes qui recoupent la Formation d'Etchemin d'âge Sandbien. Les intrusions sont de composition tholéiitique et leur géochimie témoigne d'une formation en contexte d'arc. Les résultats des analyses isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphiboles réalisées au sein des intrusions de diorite fournissent un âge de refroidissement à  $455,8 \pm 1,4$  Ma, suggérant que la minéralisation s'est produite au moins 40 millions d'années après la mise en place des intrusions.

La minéralisation aurifère est principalement encaissée dans des veines de quartz-carbonates, formant localement des brèches et des stockwerks localisés dans des charnières de plis et des zones de cisaillement fragiles-ductiles. Les principales altérations, résultantes du passage des fluides minéralisateurs, sont caractérisées par l'assemblage chlorite-micas blancs-carbonates-quartz.

L'analyse structurale montre que les intrusions et les roches sédimentaires encaissantes sont recoupées par une schistosité de plan axial subverticale, orientée NE-SO, formée durant le plissement acadien. Des zones de cisaillement, subparallèles à la schistosité et développées dans les zones de charnière de plis, enregistrent des linéations d'étirement fortement plongeantes qui indiquent des mouvements inverses générés durant le plissement de la Diorite. Des stries de failles subhorizontales sont aussi présentes, suggérant qu'il y a eu des mouvements décrochants tardifs. Les relations structurales entre la stratification et la schistosité indiquent que les roches sédimentaires sont affectées par des plis serrés, semblables, plongeant modérément à fortement vers le SO et le NE. Les intrusions dioritiques, quant à elles, semblent montrer des plis concentriques dû au contraste rhéologique existant entre les différentes lithologies.

Il y a trois principales orientations de veines, dont la géométrie est contrôlée par la circulation hydrothermale, le plissement et la fracturation qui ont affecté les intrusions. Il y a eu création d'une porosité secondaire sous forme de fractures dans une roche très compétente soumise à une déformation fragile-ductile. Les fluides ont migré le long des failles et zones de cisaillement et autres plans de faiblesse pendant le plissement, puis précipité l'or dans les zones de faible pression et fractures créées lors de fluctuations de la pression hydrostatique. Les lithologies compétentes, le développement de cisaillement au niveau des contrastes lithologiques et la présence de charnières de plis, semblent être de bonnes cibles d'exploration pour les gisements d'or orogéniques dans les Appalaches du sud du Québec, et plus particulièrement dans le Groupe de Magog.

**MOTS-CLÉS :** Processus orogéniques, Appalaches du sud du Québec, fracturation et cisaillement, intrusion, gisement filonien aurifère, hydrothermalisme.



## CHAPITRE I

### INTRODUCTION

Situé dans les Appalaches du sud du Québec, dans la ceinture aurifère de Bellechasse (Gauthier et al., 1987), à environ 110 kilomètres au sud de la ville de Québec, le projet de maîtrise concerne l'étude d'un indice d'or filonien situé à environ 7 kilomètres du village de Saint-Magloire, l'indice Timmins, aussi appelé le gîte de Bellechasse-Timmins (BT) appartenant à la compagnie d'exploration minière Golden Hope Mines Ltée. Il s'agit d'un gîte d'or associé à la mise en place de veines de quartz-carbonates aurifères dans des intrusions dioritiques à gabbroïques et d'or disséminé dans les roches encaissantes de la Formation d'Etchemin, appartenant au Groupe de Magog.

Le modèle investigué implique un contrôle structural d'une minéralisation contemporaine de la déformation régionale, en réponse à des différences de compétence et de rhéologie entre les différentes unités lithologiques, qui auraient permis le développement d'une porosité secondaire et de pièges structuraux propice à la mise en place de la minéralisation. Un contrôle géochimique, relié à la composition des intrusions dioritiques et aux circulations de fluides d'une certaine composition, notamment métamorphiques, aurait pu aussi jouer un rôle, non négligeable, dans le transport et la précipitation de l'or.

#### 1.1 Problématique et objectifs du projet de recherche



Le but de cette étude a été de mieux contraindre la minéralisation, dans le temps et l'espace, afin de mieux prédire et localiser les ressources du gîte de Bellechasse-Timmins et contribuer aux succès des travaux futurs d'exploration/exploitation minière.

Dans un premier temps, il a donc été nécessaire de caractériser les relations entre les intrusions dioritiques et leur encaissant volcanosédimentaire de la Formation d'Etchemin. Par exemple, quelles sont les plongées respectives des plis affectant les filons couches/dykes de diorite et les strates de la Formation d'Etchemin ? S'agit-il d'une seule et même intrusion ou de plusieurs intrusions de diorite ? Ces diorites sont-elles de même composition ?

Dans un second temps, la description des veines (composition, texture, épaisseur, relation de recoupement, etc.) ont été des paramètres importants à définir afin de comprendre la localisation, la géométrie et la densité des veines aurifères. Est ce qu'il y a un contrôle structural (charnière de plis, zone de cisaillement sur les flancs) et/ou lithologique sur la formation et l'abondance des veines de quartz ?

L'intérêt pour le développement minier éventuel du gîte de Bellechasse-Timmins concerne essentiellement les extensions latérales et verticales possibles de la minéralisation en fonction des caractéristiques et paramètres géométriques analysés durant nos travaux de terrain. C'est par le biais d'une analyse structurale minutieuse et approfondie, couplée à une série de données pétrographiques, géochimiques, et géochronologiques que les différentes questions ont été abordées.

## 1.2 Méthodologie

Les travaux de recherches ont été divisés en deux parties : celle sur le terrain durant les étés 2013 (4 semaines) et 2014 (2 semaines) et celle en laboratoire durant les hivers subséquents. Durant les étés, le premier objectif a été de se familiariser avec la géologie régionale et locale par le biais de petites excursions en dehors de la propriété. Par la suite, le décapage de Bellechasse-Timmins, d'environ 575 mètres de long et 225 mètres de large, a été étudié. Celui-ci comporte plusieurs zones dont celles qui ont fait l'objet d'une étude sont : la zone Timmins avec les 1<sup>ère</sup>, 2<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> parties (T1, T2 et T5) et la zone 88 (Z88).

Afin de définir au mieux les lithologies, les structures et la minéralisation, ayant un plus grand intérêt pour la compréhension de leur mise en place et de leurs relations, une série de grilles d'étude (un total de 13 grilles) ont été établies sur des parties préalablement sélectionnées dans les différentes zones. Les grilles d'étude ont été installées selon des directions définies (à 90° l'une de l'autre) et mesurant jusqu'à 32 mètres de long et 20 mètres de large pour les plus grandes.

Une fois les grilles mises en place, une cartographie détaillée à l'échelle du 1:200 a été complétée, incluant notamment la description de toutes les lithologies présentes, y compris les veines, et la prise de mesures structurales telles que la stratification, la schistosité, les plans de faille et/ou de cisaillement, les linéations, les axes de plis et les différentes orientations de veines de quartz. Les différents types de veines, d'extension et de cisaillement, portant ou non la minéralisation aurifère ont été caractérisés afin de mieux comprendre leur origine et mode de formation. Suite à cet exercice, une sélection de différents échantillons a été effectuée :

- échantillons orientés afin de qualifier la déformation ;
- échantillons pour analyse pétrographique en lames minces afin d'identifier la paragenèse des différentes lithologies ;

- échantillons pour analyses géochimiques afin de caractériser/distinguer les différentes lithologies magmatiques, le cas échéant ;
- échantillons pour datation isotopique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  afin de contraindre la mise en place des intrusions dioritiques et/ou du métamorphisme régional.

En parallèle de ces travaux et après repérage de forages clés, une analyse des données et des carottes de forage a été effectuée afin de retrouver, en profondeur, les zones de cisaillement et les contacts entre les différentes lithologies visibles sur les différentes tranchées cartographiées. La prise de mesures et d'échantillons ont aussi été effectuées en dehors des grilles afin de pouvoir corroborer les relations et mesures sur toute la propriété. Les contacts intrusion/métasédiments entre les zones T1 et T2 ont aussi fait l'objet d'une analyse et ont été retracés selon les observations faites sur le terrain.

En laboratoire, les données prélevées sur le terrain ont été reportées sur les cartes au 1:200 des zones T1, T2, T5 et 88 (schistosités, linéations, zone de cisaillement, axes de plis, veines, etc.). Des plans numérisés de toutes ces zones ont été réalisés via les logiciels ArcGIS et CorelDraw, et les données structurales ont été traitées à l'aide du logiciel Stéréonet. Les échantillons recueillis ont été soigneusement préparés et envoyés pour les diverses analyses (pétrographique, microstructurale, géochimiques, etc.). À la réception des lames minces, un examen microscopique détaillée a été effectué afin d'identifier précisément les différentes lithologies. Des analyses géochimiques ont aussi été réalisées pour l'identification finale des roches magmatiques. Les lames minces orientées ont permis de corréliser et/ou définir, si ce n'était pas le cas sur le terrain, la cinématique des structures observées. Des échantillons pour datation isotopique ont été soigneusement sélectionnés à partir des forages. Enfin, afin de décrire l'assemblage de minéraux métalliques, les précédents travaux et lames ont été récupérés (Camiré, 1986) afin de pouvoir les présenter dans

cette étude. Une analyse approfondie des données de forage a aussi été effectuée pour mieux comprendre la géométrie profonde du gisement et produire un modèle géologique du gîte à l'aide du logiciel LeapFrog Geo.

### 1.3 Structure du document

Ce mémoire de maîtrise est composé de 7 chapitres. Le premier chapitre étant l'introduction, le second présente la géologie régionale et le contexte géotectonique au sein duquel se sont formés le Groupe de Magog et la minéralisation aurifère associée. Les différents domaines lithotectoniques et les principales structures régionales des Appalaches du sud du Québec sont aussi présentés.

Le troisième chapitre porte sur la localisation et la caractérisation des différentes zones et des différents affleurements du gîte de Bellechasse-Timmins qui ont été spécifiquement cartographiés et étudiés durant cette étude. L'étude pétrographique des différentes lithologies observées sur le terrain ainsi que celle de l'assemblage de minéraux métalliques porteurs de la minéralisation sont présentées ; les minéraux, les textures, les structures et les altérations des différents types de roches (intrusions, roches sédimentaires et volcaniques, veines) y sont décrits.

Les résultats des analyses géochimiques effectuées sur les intrusions, dans le but de préciser/corroborer l'étude des lames pétrographiques, et les résultats de la datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de deux échantillons sont décrits dans le chapitre 4. Elles permettent de préciser les relations temporelles entre la mise en place des intrusions, celle de la minéralisation ainsi que leur déformation, pour finir avec l'analyse structurale des différentes zones dans le chapitre 5.



La discussion, présentée au chapitre 6, permet de mettre en avant les hypothèses et questions qui restent à résoudre ainsi que les moyens disponibles pour y répondre. Enfin, la conclusion, (chapitre 7), présente une synthèse du travail effectué intégrant toutes les données et interprétations présentées, résultats qui ont aussi été présentés lors de divers congrès par le biais d'affiches et de présentations orales pendant la durée de la recherche.

#### 1.4 Contributions reliées au mémoire de maîtrise

Valette, M., Tremblay, A. et Boilard, D., 2014. Structural analysis of the Bellechasse-Timmins gold deposit, southern Québec Appalachians, Canada. GAC-MAC Joint Annual Meeting 2014, Abstracts, vol. 37, p. 276-277, Fredericton, New Brunswick, Canada.

Valette M., Tremblay A. et Boilard D., 2015. Deformational processes in the formation of the Bellechasse-Timmins gold deposit, southern Québec Appalachians, Canada. GSA Northeastern Section Meeting, Abstract 251944, Bretton Woods, USA.

Valette M., Tremblay A. et Boilard D., 2015. Deformational and Metamorphic Processes in the Formation of the Bellechasse-Timmins Orogenic Gold Deposit, southern Québec Appalachians, Canada. AGU-GAC-MAC-CGU Joint Annual Meeting 2015, Abstract 33516, Montréal, Canada.

## CHAPITRE II

### CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Dans ce chapitre, la géologie régionale des Appalaches du sud du Québec est présentée. Il est nécessaire de faire la description des différents domaines tectonostratigraphiques appalachiens ainsi que leur évolution afin de situer le Groupe de Magog dans son contexte de formation au cours de l'orogénie Taconienne, et de déformation lors de l'orogénie Acadienne. Cette mise en contexte aidera alors à mieux comprendre les différents processus à l'origine de la minéralisation du gîte de Bellechasse-Timmins, ainsi que de mieux contraindre sa chronologie de mise en place.

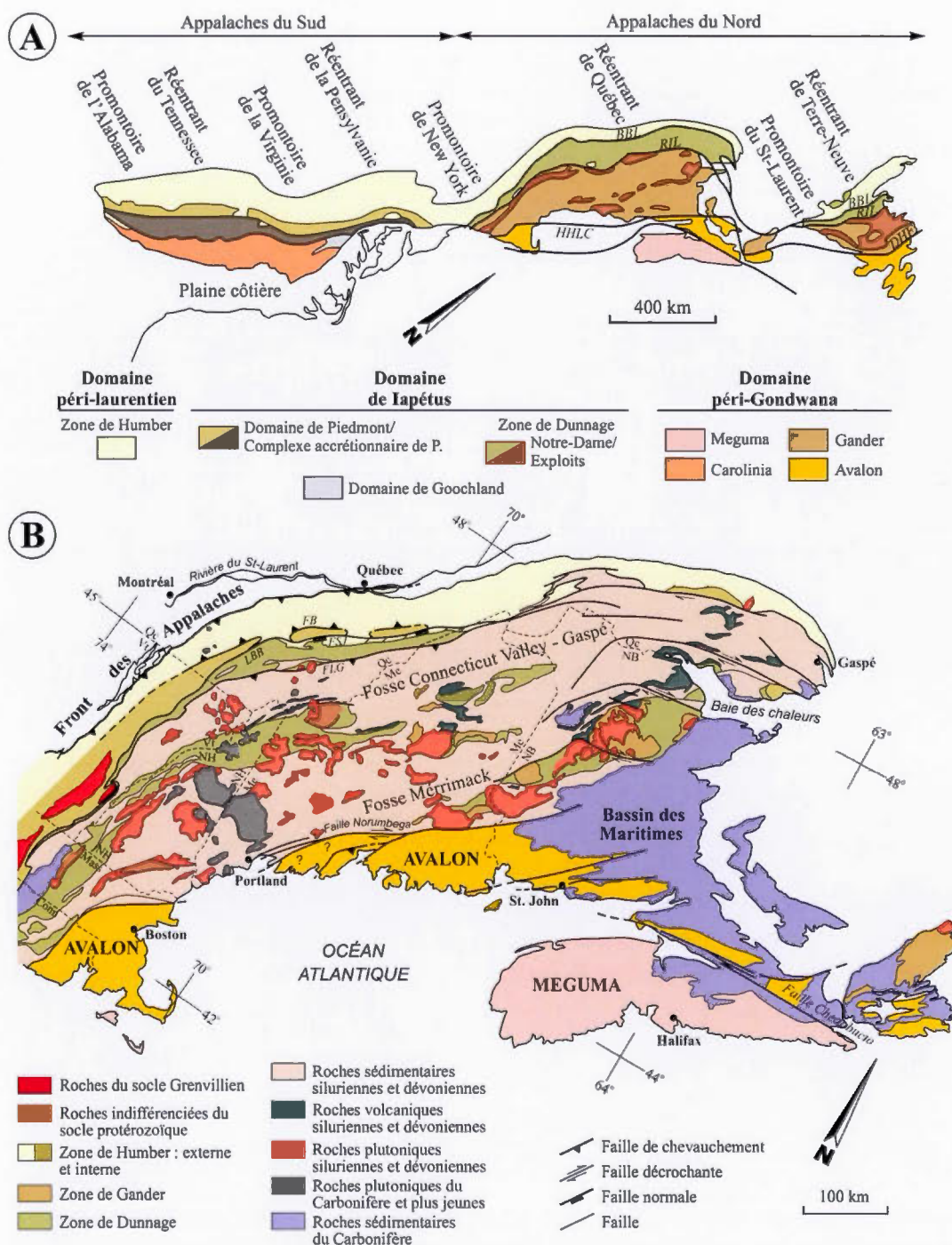
#### 2.1 La chaîne des Appalaches

D'une longueur de 2400 kilomètres et d'une largeur de 480 kilomètres, la chaîne des Appalaches s'étend de Terre-Neuve au Canada jusqu'en Alabama aux États-Unis. Les Appalaches forment une chaîne orogénique composite avec les Calédonides et les Variscides d'Europe (van Staal et al., 1998). Elles sont le résultat de quatre phases orogéniques distinctes, soit les phases Taconienne au Cambrien-Ordovicien, Salinienne au Silurien, Acadienne au Silurien-Dévonien, et Alléghanienne au Carbonifère-Permien (Robinson et al., 1998; van Staal et al., 1998; Malo et al., 2008). Ces phases orogéniques ont conduit à la fermeture des océans Iapétus (Cambrien-Dévonien) et Rhéique (Dévonien-Carbonifère). L'orogène appalachien est divisé en Appalaches du sud et du nord, la limite géographique de ces deux segments étant

représentée par le promontoire de New-York (Figure 2.1a) aux États-Unis (Hibbard et al., 2007, 2010). La dernière phase orogénique ayant principalement affecté les Appalaches du sud, il ne sera donc pas utile d'en faire une description détaillée dans ce document. Les Appalaches du nord, dont la majeure partie est située au Canada (Figure 2.1b), ont été divisées en cinq zones tectonostratigraphiques d'âge Néoproterozoïque à Ordovicien qui sont, d'ouest en est, les zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma (Williams, 1979, 1995).

La zone de Humber représente les vestiges de la marge laurentienne située sur la bordure ouest de l'océan Iapétus alors que la zone de Gander représente l'ancienne marge continentale de Gondwana située du côté est de Iapétus. La zone de Dunnage représente les vestiges de cet océan qui s'est progressivement refermé et accrété, tout comme les zones de Gander, Avalon et Méguma, à Laurentia au cours des trois premières phases orogéniques du Paléozoïque (Robinson et al., 1998; van Staal et al., 1998). La zone d'Avalon est caractérisée par des séries volcanosédimentaires d'âge Néoproterozoïque interprétées comme représentant les vestiges d'un arc volcanique formé sur un socle continental avant l'ouverture de Iapétus en bordure de Gondwana. Avalon forma par la suite un microcontinent lorsqu'il s'est séparé de Gondwana du fait de la fermeture de Iapétus à l'ouest et de l'ouverture de l'océan Rhéique à l'est (Hughes, 1972; Rast et al., 1976; van Staal et al., 1998). La zone de Méguma représente un fragment de Gondwana, d'affinité nord-africaine, qui est resté attaché à l'Amérique du Nord suite à l'ouverture de l'océan Atlantique durant le Mésozoïque (Hibbard et al., 2007). La Ceinture de Gaspé, caractérisée par des roches siluro-dévonniennes et le bassin des Maritimes par des roches carbonifères, représentent des bassins d'extension post-orogénique qui se mettent en place après les phases Taconienne et Acadienne, respectivement (Bourque et al., 2000; Lavoie et Asselin, 2004; Tremblay et Pinet, 2005).





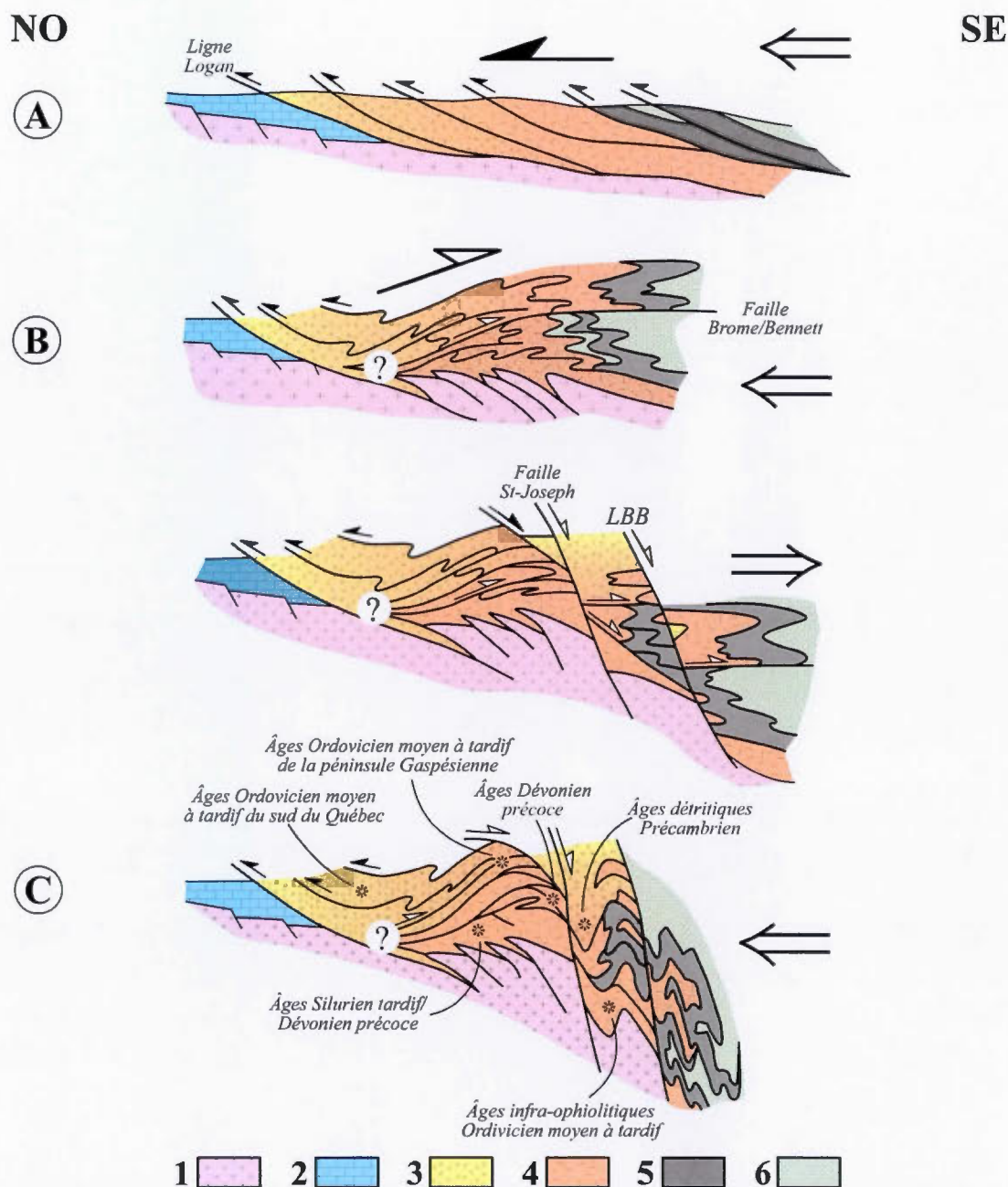
**Figure 2.1** A. Carte des Appalaches montrant la division nord/sud et les principales subdivisions litho-tectoniques. Modifiée de Hibbard et al. (2007). B. Carte simplifiée des Appalaches du Canada et de la Nouvelle-Angleterre montrant les principaux éléments litho-tectoniques. Modifiée de Tremblay et Pinet (2005).

La zone d'étude se situe dans les Appalaches du Nord, plus précisément dans la partie sud des Appalaches du Québec, où seules les zones de Humber et de Dunnage, ainsi que la fosse de Connecticut-Valley Gaspé appartenant à la Ceinture de Gaspé, sont exposées (Tremblay et al., 1995).

## 2.2 Évolution tectonique des Appalaches du Québec

Les Appalaches du Québec sont le résultat de 3 phases orogéniques paléozoïques qui se superposent pour former des ceintures NO-SE. Parce que la marge laurentienne était originellement irrégulière et constituée de promontoires et de réentrants (Thomas, 1977), la succession de ces différentes phases orogéniques a engendré des caractéristiques structurales et métamorphiques variables le long de l'orogène.

De l'Ordovicien moyen à l'Ordovicien tardif, l'orogénie Taconienne, induite par la convergence entre Laurentia et Gondwana, a enregistré le début de la fermeture de l'océan Iapétus, et provoqué l'accrétion d'arcs volcaniques, de blocs micro-continentaux et la mise en place d'une importante série d'ophiolites sur la marge laurentienne (St-Julien et Hubert, 1975; Williams, 1979; Stanley et Ratcliffe, 1985; Pinet et Tremblay, 1995; van Staal et al., 1998). Dans les Appalaches du sud du Québec (Figure 2.2a), cette orogénie (ca. 471–445 Ma) est associée, au sein de la zone de Humber, à la mise en place de nappes de chevauchement à vergence NO, et est accompagnée d'un métamorphisme régional attribué à l'obduction et au charriage subséquent d'un segment de croûte océanique sur la marge continentale de Laurentia (Tremblay et Castonguay, 2002; Tremblay et al., 2011).



**Figure 2.2** Modèle schématique de l'évolution structurale de la marge laurentienne dans les Appalaches du sud du Québec. 1 - Socle Grenvillien; 2 - Plateforme des Basses-Terres du Saint-Laurent; 3 - Zone de Humber externe; 4 - Zone de Humber interne; 5 - Ophiolites; 6 - Roches sédimentaires de la zone de Dunnage; A. Chevauchement vers le NO des nappes de la zone de Humber et obduction des ophiolites; B. Épisode de rétrochevauchement et extension post-orogénique; C. Déformation Acadienne. Tiré de Tremblay et Castonguay (2002).



L'emplacement et l'avancée des nappes ophiolitiques ont permis la formation d'une semelle métamorphique infra-ophiolitique et le transfert de la déformation des parties internes (ca. 471 à 455 Ma) vers les parties externes de la zone de Humber (ca. 455 à 445 Ma) (St-Julien et Hubert, 1975; Castonguay et al., 2001; Tremblay et Castonguay, 2002; Sasseville et al., 2008; Tremblay et al., 2011). Les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des amphibolites de la semelle métamorphique des complexes ophiolitiques ont livré des âges aux alentours de  $477 \pm 5$  Ma, qui correspondraient à l'âge du détachement intra-océanique ayant conduit à l'obduction des ophiolites (Whitehead et al., 1995; Schroetter et al., 2006; Tremblay et al., 2011). Les micaschistes sous-jacents donnent des âges aux alentours de 469–461 Ma, moment où il y a eu épaissement crustal dû à la mise en place de la nappe ophiolitique pendant le métamorphisme régional taconien (Castonguay et al., 2001; Tremblay et al., 2011). La migration en « piggy-back » de la déformation a permis la formation d'un bassin avant-arc, en bordure de la marge laurentienne, où se sont accumulés les produits d'érosion des nappes ophiolitiques et des roches métamorphiques sous-jacentes, ainsi que des dépôts volcanoclastiques, de composition essentiellement felsique, ces roches étant préservées au sein du Mélange de Saint-Daniel, du Groupe de Magog et du Complexe d'Ascot (Cousineau et St-Julien, 1994; De Souza et al., 2014). Au Québec, la zone de contact entre les roches continentales de la zone de Humber et les roches océaniques de la zone de Dunnage est connue sous le nom de la ligne Baie Verte-Brompton (LBB) (Williams et St-Julien, 1982).

Dans les Appalaches du Nord, l'orogénie Salinique est attribuée à la collision entre Laurentia et Ganderia au cours du Silurien (Cawood et al., 1994, 1995; van Staal et al., 1998). Dans les Appalaches du sud du Québec (Figure 2.2b), deux modèles alternatifs ont été proposés du fait de structures rétrochevauchantes d'âge Silurien superposées sur les structures de chevauchement taconiennes dirigées vers l'avant-pays (Pinet et al., 1996b; Castonguay et Tremblay, 2003; Sasseville et al., 2008). Un

premier modèle milite en faveur d'un rétrocharriage dirigé vers le SE, matérialisé par les failles de Brome et Bennett, ainsi que par une extension crustale syn- et/ou post-compression caractérisée par la formation de failles normales à pendage SE, par exemple, la faille de Saint-Joseph (Pinet et al., 1996b; Tremblay et Castonguay, 2002; Perrot, 2014). Ce modèle implique le poinçonnement tectonique du socle grenvillien en profondeur, et une inversion de la cinématique des déformations suivie d'une délamination lithosphérique entraînant la formation de failles normales. Le second modèle implique une période d'extension crustale induite par un effondrement gravitaire (?) de l'orogène Taconien, ce qui aurait permis l'exhumation des roches métamorphiques de la zone de Humber et la formation de failles de détachement, les failles de Brome-Bennett et de Saint-Joseph possédant un lien génétique selon ce modèle (Pinet et al., 1996a; Tremblay et Castonguay, 2002). Dans les deux modèles, l'extension et l'exhumation des terrains métamorphiques auraient été induites par la délamination de la plaque subduite et/ou par le retrait de la subduction taconienne.

Enfin, l'orogénie Acadienne, qui a lieu au Dévonien, est attribuée à la collision entre les continents Laurentia et Avalonia (Robinson et al., 1998). Son intensité structurale et métamorphique varie le long de l'orogène, la déformation est plus pénétrative au sud qu'au nord et le métamorphisme ne dépasse pas le faciès des schistes verts au Québec, tandis qu'il atteint le faciès des amphibolites, et même des granulites, en Nouvelle-Angleterre (Armstrong et al., 1992; Tremblay et al., 2000). Il existe aussi un diachronisme N-S, un phénomène interprété comme étant le résultat de la migration progressive des déformations crustales du sud vers le nord attribuée à l'irrégularité de la zone de collision (Thomas, 1977; Tremblay et al., 2000). Dans les Appalaches du sud du Québec (Figure 2.2c), cette orogénie, dont l'âge du pic métamorphique est estimé à ca. 380–375 Ma, se traduit principalement par la déformation régionale visible dans la zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé (Tremblay et St-Julien, 1990; Cousineau et Tremblay, 1993; Tremblay et al., 2000).

La déformation affecte aussi les roches de la zone de Humber, où elle se superpose sur le métamorphisme et les déformations pré-existentes (Tremblay et Pinet, 1994).

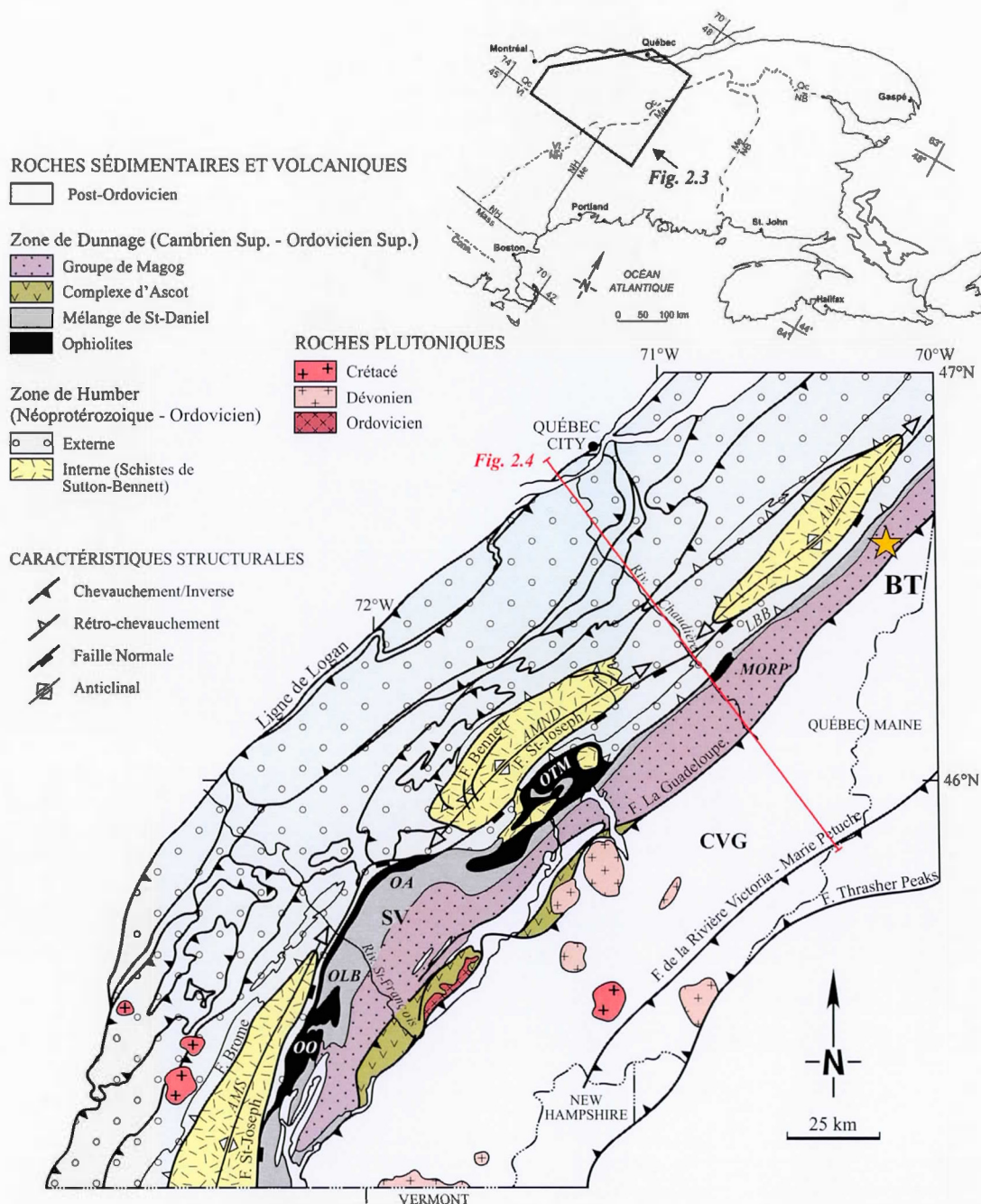
### 2.3 Tectonostratigraphie des Appalaches du sud du Québec

Les Appalaches sont divisées en différents domaines lithotectoniques sur la base de variations lithostratigraphiques et/ou de limites tectoniques d'importance régionale. Dans les Appalaches du sud du Québec, les zones de Humber et de Dunnage sont recouvertes en discordance par la séquence sédimentaire siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé, affleurant au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (Bourque et al., 2000; Tremblay et Pinet, 2005; Tremblay et al., 1995). Seules les déformations et métamorphismes engendrés par l'orogénie Taconienne, la phase Salinienne et l'orogénie Acadienne y sont représentés (Castonguay et al., 2001, 2007; Tremblay et Castonguay, 2002).

#### 2.3.1 La zone de Humber

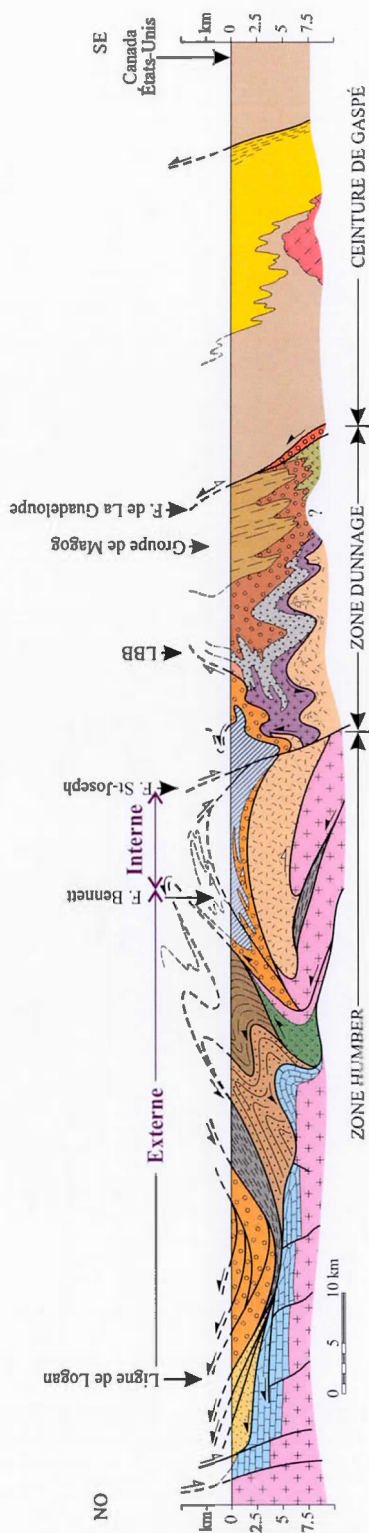
La zone de Humber est une ceinture de plis et de nappes de chevauchement caractérisée par des roches sédimentaires et volcaniques mafiques de l'ancienne marge laurentienne, d'âge Néoprotérozoïque à Ordovicien précoce. Elle est limitée au NO par la ligne de Logan, une importante faille de chevauchement qui marque le front orogénique des Appalaches du Québec (Figures 2.3 et 2.4). La zone de Humber externe est constituée de faciès proximaux de la marge laurentienne, qui ont été transportés sur les séries autochtones et parautochtones de la plate-forme du Saint-Laurent (Lavoie et al., 2003).





**Figure 2.3** Carte géologique de la région de l'Estrie-Beauce des Appalaches du sud du Québec. AMND/AMS - Anticlinorium des monts Notre-Dame et Sutton; LBB - ligne Baie Verte-Brompton; MORP - Mélange ophiolitique de la Rivière-des-Plante; OTM - ophiolite de Thetford-Mines; OA - ophiolite d'Asbestos; OLB - ophiolite du Lac-Brompton; OO - ophiolite du Mont-Orford; SCVG/SSV - Synclinorium Connecticut-Valley Gaspé et Saint-Victor; BT - Bellechasse-Timmins. Modifiée de De Souza (2012).





**Figure 2.4** Coupe structurale schématique illustrant la géométrie et la cinématique des déformations régionales des Appalaches du sud du Québec. Modifiée de Tremblay et al. (2015).

Une série de failles de rétrochevauchement, connues sous le nom de faille de Brome-Bennett, marque la limite entre les zones de Humber externe et interne (Figures 2.3 et 2.4). Ces structures rétrochevauchantes auraient été formées durant les stades tardifs de l'orogénie Taconienne (Pinet et al., 1996b; Tremblay et Castonguay, 2002; Castonguay et Tremblay, 2003). Elles marquent la limite de la zone de Humber interne qui est, structuralement, principalement constituée de l'anticlinorium des monts Sutton-Notre-Dame (Figure 2.3), qui forme une série de dômes allongés orientés NE-SO, créés par l'interaction de phases plicatives, dont l'exhumation résulte de la phase Salinienne et Acadienne (Castonguay et al., 2001, 2007).

La LBB est la limite SE de la zone de Humber qui marque aussi le contact Humber-Dunnage. La LBB forme localement une structure composite avec la faille Saint-Joseph sur le flanc SE des monts Sutton-Notre-Dame, matérialisée par une série de failles normales à pendage SE, remaniant une « suture » continent-océan (Tremblay et Pinet, 2005; Perrot, 2014). La LBB s'étend sur au moins 300 kilomètres entre les frontières du Vermont au SO et du Maine au NE (Figure 2.3).

### 2.3.2 La zone de Dunnage

Au Québec, la zone de Dunnage représente les vestiges d'un domaine océanique formé en marge de Laurentia en contexte de subduction durant le Paléozoïque précoce (Tremblay et al., 1995). Elle est constituée des unités lithostratigraphiques suivantes (Figure 2.3) : (1) une série d'ophiolites affleurant au sein de différents massifs, (2) le Complexe d'Ascot, une série de roches volcaniques et sédimentaires interprétées comme les vestiges d'un arc volcanique Ordovicien (Tremblay et al., 1989), (3) le Mélange de Saint-Daniel, une unité de roches sédimentaires « chaotiques » dominée par des argilites à cailloux (Cousineau et St-Julien, 1992;

Schroetter et al., 2006), et (4) le Groupe de Magog caractérisé par des dépôts volcanosédimentaires syn-taconiens (Tremblay, 1992; Cousineau et St-Julien, 1994; De Souza et al., 2014). La stratigraphie détaillée de ces différentes unités sera décrite dans la partie 2.4.

Dans le sud du Québec, la zone de Dunnage affleure principalement au sein du synclinorium de Saint-Victor, qui est une structure régionale plongeant faiblement vers le SO ou le NE (Tremblay and Pinet, 1994 ; Tremblay, 1992 ; De Souza et al., 2014). Le métamorphisme régional au sein de ces roches varie du faciès prehnite-pumpellyite en Beauce jusqu'au faciès des schistes verts supérieurs près de la frontière Québec–Vermont.

La limite SE de la zone de Dunnage est marquée par la faille de La Guadeloupe (Figures 2.3 et 2.4), qui marque le contact avec le(s) bassin(s) sédimentaire(s) du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (CVG). Il s'agit d'une faille inverse à pendage SE (Labbé et St-Julien, 1989), ayant possiblement joué en faille normale pendant le Silurien (Tremblay et Castonguay, 2002; Tremblay et Pinet, 2005).

### 2.3.3 La Ceinture de Gaspé

La Ceinture de Gaspé, qui affleure principalement au sein du synclinorium de CVG, est constituée de roches sédimentaires d'âges Silurien à Dévonien précoce. Ce bassin sédimentaire s'étend sur presque 1500 kilomètres entre la Nouvelle-Angleterre au SO, et la péninsule gaspésienne au NE. La délamination vers l'ouest de la plaque subduite durant le Taconien aurait forcé le soulèvement des terrains péri-Laurentiens et l'exhumation des roches métamorphiques de la marge par le biais de failles normales et permis la formation de la fosse de CVG (Tremblay et Castonguay, 2002 ;

Tremblay et Pinet, 2005; Castonguay et al., 2007). Dans le sud du Québec (Figure 2.3), la fosse de CVG est bordée au NO par les roches de la zone de Dunnage et au SE par l'anticlinorium de Bronson Hill, au sein duquel affleurent d'autres unités des zones de Dunnage et Humber (Tremblay et Pinet, 2005). Le bassin est principalement matérialisé par le Groupe de Saint-Francis, une séquence sédimentaire principalement composée de dépôts marins clastiques alternant avec des coulées de laves (Tremblay et Pinet, 1995; Tremblay et Pinet, 2005). Tout comme les unités de la zone de Dunnage, les roches ont été affectées par la déformation et le métamorphisme acadiens (Tremblay et al., 2000).

## 2.4. Stratigraphie de la zone de Dunnage

Le gîte de Bellechasse-Timmins est situé au sein de la zone de Dunnage où il est encaissé par des roches sédimentaires et volcanosédimentaires appartenant au Groupe de Magog (Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994). La stratigraphie de la zone de Dunnage est définie par la présence de massifs ophiolitiques, de vestiges d'arc volcanique (i.e. le Complexe d'Ascot) et d'un bassin syn-orogénique (i.e. le Mélange de Saint-Daniel et le Groupe de Magog) Il est donc important de préciser la nature des roches présentes au sein de cette zone.

### 2.4.1 Les ophiolites

Plusieurs massifs ophiolitiques sont présents dans les Appalaches du sud du Québec, du NE vers le SO, ce sont les ophiolites de Thetford-Mines, d'Asbestos, du Lac-Brompton et du Mont-Orford (Figure 2.3). Ces 4 massifs, qui s'étendent latéralement sur plus de 100 kilomètres, représentent des fragments de croûte océanique



démembrée pendant et suite à leur mise en place sur la marge laurentienne (Pinet et Tremblay, 1995; Tremblay et Castonguay, 2002; Schroetter et al., 2005; De Souza et al., 2008; Tremblay et al., 2011). Ils sont recouverts par le Mélange de Saint-Daniel qui repose en discordance sur les sections crustales ou mantelliques des différents massifs (Schroetter et al., 2006; De Souza et al., 2008; De Souza, 2012). C'est à partir des plagiogranites des complexes ophiolitiques de Thetford-Mines et d'Asbestos qu'ont été déterminés des âges U-Pb de  $479 \pm 3$  Ma et  $478-480 \pm 3/-5$  Ma, respectivement, ceux-ci interprétés comme des âges de cristallisation de la croûte océanique (voir Tremblay et al., 2011). Les datations U-Pb sur l'ophiolite du Mont-Orford ont livré un âge de  $504 \pm 3$  Ma (David et Marquis, 1994), suggérant l'existence d'une croûte océanique plus vieille au sein de laquelle se seraient formées les séries ophiolitiques plus jeunes des massifs de Thetford-Mines et d'Asbestos (Huot et al., 2002; De Souza et al., 2008).

#### 2.4.2 Le Complexe d'Ascot

Le Complexe d'Ascot affleure dans les régions de Sherbrooke et de Weedon (Figure 2.3). Il est constitué d'un assemblage de roches volcanosédimentaires ayant été subdivisées en plusieurs domaines lithotectoniques (Tremblay, 1992), les domaines de Sherbrooke, d'Eustis et de Stoke. Il s'agit de roches volcaniques bimodales, mafiques et felsiques, et de roches volcanoclastiques qui sont recoupées par un pluton granitique syn-volcanique dans le domaine de Stoke (Tremblay, 1992 ; Tremblay et al., 1994). Ces différents domaines volcaniques sont séparés par des phyllades bréchiques graphitiques contenant des lambeaux de serpentinite le long de failles majeures (Tremblay et al., 2000). Le Complexe d'Ascot est limité au SE par la faille de La Guadeloupe.



Géochimiquement, les roches volcaniques mafiques s'apparentent à des tholéiites d'arc et incluant des faciès boninitiques tandis que le massif granitique du domaine de Stoke est constitué de granitoïdes peralumineux issus de la fusion partielle d'une source crustale grenvillienne (Tremblay et al., 1989; 1994). Les roches volcaniques felsiques semblent être les équivalents extrusifs de ces granitoïdes et ne montrent aucun lien pétrologique avec les basaltes, témoignant ainsi d'une contamination crustale plutôt que d'une différenciation magmatique (Tremblay et al., 1989; 1994).

#### 2.4.3 Le Mélange de Saint-Daniel

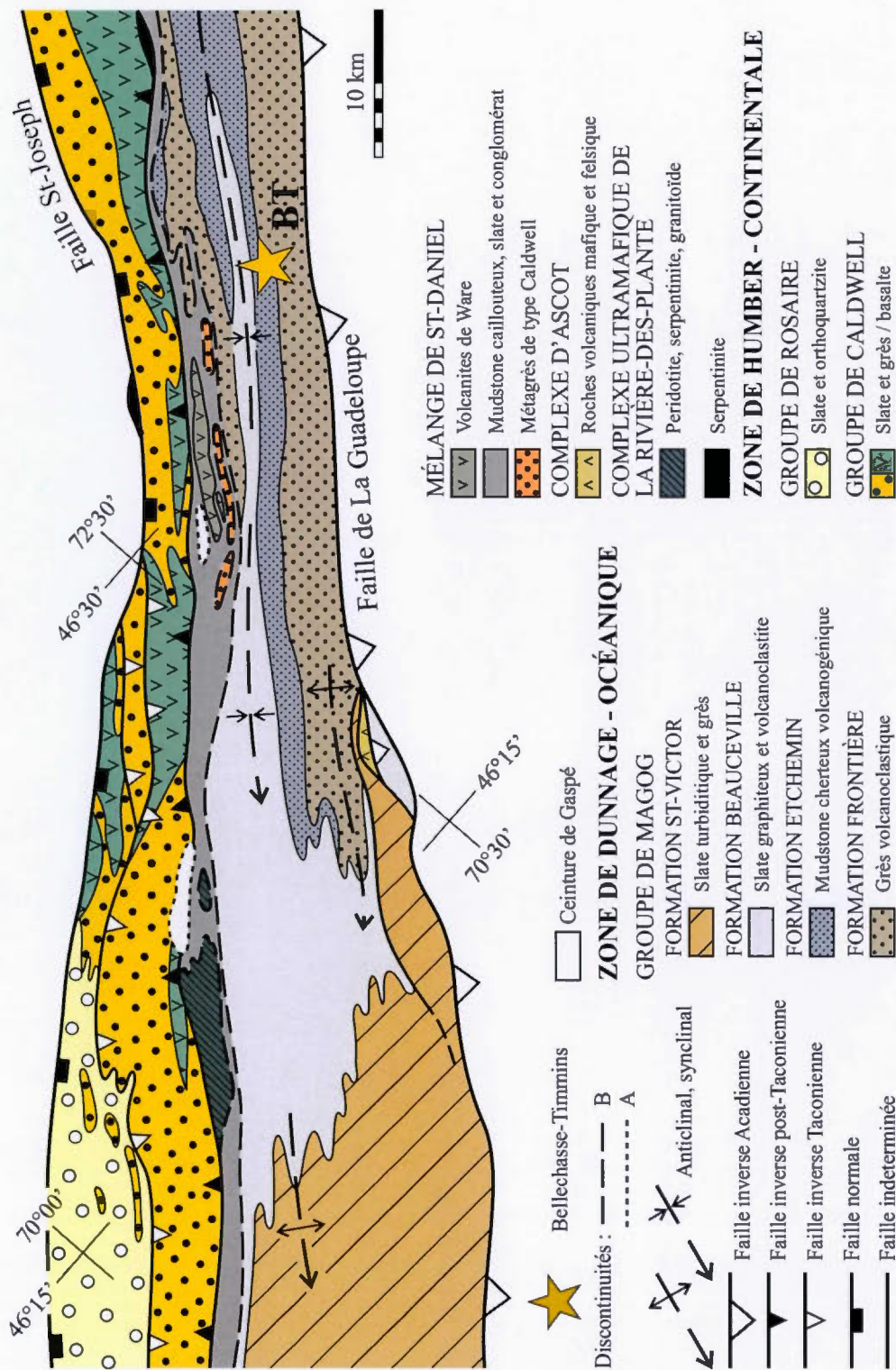
Le Mélange de Saint-Daniel représente la partie inférieure d'un bassin syn-orogénique en « piggy-back » dont la base est constituée de roches sédimentaires chaotiques et conglomératiques issues de l'érosion des roches métamorphiques et ophiolitiques sous-jacentes (Schroetter et al., 2006). Il est stratigraphiquement recouvert par le Groupe de Magog (Cousineau et St-Julien, 1994; Tremblay et Pinet, 1995) et affleure principalement sur le flanc NO du synclinorium de Saint-Victor (Figure 2.3). Le Mélange de Saint-Daniel est caractérisé par d'importantes variations verticales et latérales de faciès. Dans les régions de Thetford-Mines, d'Asbestos et du Mont-Orford, il est recouvert par la partie sommitale du Groupe de Magog, qui témoigne d'un approfondissement du bassin (Cousineau et St-Julien, 1994). Le Mélange de Saint-Daniel est interstratifié avec la Volcanite de Ware, une série volcanique de composition essentiellement felsique, le Groupe de Bolton, constituée de laves basaltiques en coussins, et avec la séquence de la colline Bunker, une série sédimentaire et volcanique corrélée avec les roches métasédimentaires de la zone de Humber (Tremblay et St-Julien, 1990; De Souza et al., 2014) et/ou les unités inférieures du Groupe de Magog (Tremblay et al., 2015).

Des analyses  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovites provenant de fragments de roches métamorphiques du Mélange de Saint-Daniel ont livré des âges de  $467 \pm 2$  Ma (Schroetter et al., 2006) et  $464 \pm 0,8$  Ma (Tremblay et al., 2011). Ces âges sont cohérents avec ceux mesurés dans les roches métamorphiques affleurant sous les ophiolites, i.e. micaschistes de la zone de Humber, ceux-ci datés à 469-461 Ma (Castonguay et al., 2001), suggérant que ces dernières sont probablement la source de ces fragments. L'exhumation et l'érosion des massifs ophiolitiques et des roches métamorphiques sous-jacentes s'est donc déroulée pendant ou immédiatement après l'obduction de la croûte océanique (Schroetter et al., 2006; Tremblay et al., 2011; De Souza et al., 2012).

#### 2.4.4 Le Groupe de Magog

Formant un bassin d'une largeur actuelle d'environ 10 kilomètres et d'une longueur de plus de 250 kilomètres, le Groupe de Magog, d'âge Ordovicien tardif à Silurien précoce (?) (De Souza et al., 2014; Perrot, 2014), représente la principale série sédimentaire de la zone de Dunnage des Appalaches du sud du Québec (Tremblay et al., 1995). Il représente une épaisseur d'environ 10 kilomètres de roches volcanosédimentaires principalement constituées de flysch et de roches volcanoclastiques felsiques (Cousineau et St-Julien, 1994) reposant en discordance sur le Mélange de Saint-Daniel (Schroetter et al., 2006; De Souza et al., 2014).

Cousineau et St-Julien (1994) ont subdivisé le Groupe de Magog en 4 formations stratigraphiques, de la base au sommet, ce sont les formations de Frontière, d'Etchemin, de Beauceville et de Saint-Victor (Figure 2.5). La Formation de Frontière est essentiellement constituée de grès quartzo-feldspathique chromifères et de mudslate noirâtre. La Formation d'Etchemin est caractérisée par une alternance de



**Figure 2.5** Carte géologique de la région de la Beauce localisant le gîte de Bellechasse-Timmins (BT). Modifiée de De Souza (2012).



tufs et de roches volcanoclastiques felsiques finement grenues et localement cherteuses, alors que la Formation de Beauceville est dominée par des ardoises et des mudstones graphiteux interstratifiés avec des roches volcanoclastiques grenues. Ces trois formations constituent la partie inférieure du Groupe de Magog avec une épaisseur estimée d'environ 3 kilomètres. La partie supérieure du Magog est caractérisée par la séquence turbiditique de la Formation de Saint-Victor, mesurant approximativement 7 kilomètres d'épaisseur (Cousineau, 1990). En terme de paléotectonique, les formations de Frontière et d'Etchemin ont été attribuées à l'activité et l'érosion d'un arc magmatique situé au SE, i.e. le Complexe d'Ascot, tandis que les dépôts turbiditiques de la Formation de Saint-Victor sont attribués à l'érosion d'une source continentale située au NO, i.e. la marge laurentienne. La Formation de Beauceville marquerait la transition entre ces deux sources (Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994).

L'âge du Groupe de Magog est contraint par les biozones à graptolites *Nemagraptus gracilis* et *Diplograptus foliaceus* (anciennement *Diplograptus multidentis*) retrouvées dans les formations de Beauceville et/ou de Saint-Victor, indiquant un âge Ordovicien précoce, i.e. Sandbien (Cousineau et St-Julien, 1994), et par une datation U-Pb sur zircon d'un tuf felsique de la Formation de Beauceville ayant livré un âge de  $462 \pm 5/-4$  Ma (Marquis et al., 2001). De nouvelles datations U-Pb sur zircons détritiques à  $424 \pm 6$  Ma (De Souza et al., 2014), remettent cependant en question l'âge présumé de la Formation de Saint-Victor et donc, de la partie sommitale du Groupe de Magog (M. Perrot; travaux en cours).

Les strates du Groupe de Magog sont recoupées par une série d'intrusions de composition mafique à intermédiaire dont l'âge de cristallisation demeure méconnue. Ces intrusions recoupent les formations d'Etchemin et de Beauceville en Beauce (Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994). Elles forment des filons-couches

qui recoupe à angle faible la stratification des roches encaissantes (Cousineau, 1990; Duplessis et Bisailon, 2012). Elles présentent des bordures figées, des inclusions et des évidences d'assimilation des roches encaissantes. Selon Duplessis et Bisailon (2012), ces intrusions auraient été injectées dans des roches volcanoclastiques pas tout à fait indurés mais il n'y a cependant aucune preuve de réaction phréatomagmatique.

## 2.5. Structure de la zone de Dunnage

Le synclinorium de Saint-Victor, qui est caractérisé par des plis serrés déjetés ou renversés vers le NO (Tremblay, 1992; Tremblay et Pinet, 1994 ; De Souza et al., 2014). Cependant, plusieurs épisodes de déformation ont été documentés au sein des massifs ophiolitiques et du Mélange de Saint-Daniel. Ils ont été décrits de la façon suivante : (1) déformations pré-obduction préservées au sein des ophiolites et caractérisées principalement par la formation de failles syn-volcaniques, (2) déformations syn-obduction, principalement matérialisées par le développement de zones de cisaillement à la base des séries ophiolitiques, et (3) déformations post-obduction, caractérisées par deux générations de plis et de failles, la plus jeune ayant été attribuée à l'orogénie Acadienne (Schroetter et al., 2005).

Les deux derniers évènements de déformation correspondent aux épisodes D<sub>3</sub> et D<sub>4</sub> de Tremblay et Pinet (1994), et représentent, respectivement, les retrochevauchements Silurien à vergence SE et les plis et chevauchements attribués à l'orogénie Acadienne. Les structures et fabriques associées aux failles de retrochevauchement à pendage NO indiquent clairement un cisaillement de l'ouest vers l'est (Pinet et al., 1996a; 1996b; Schroetter et al., 2005; Castonguay et Tremblay, 2003; Tremblay et Pinet, 2005; Castonguay et al., 2001; 2007; Sasseville et al.,



2008). Ces fabriques  $S_3$ , sont recoupées par la déformation Acadienne ( $D_4$ ). Les structures associées à cette orogénie sont caractérisées par des plis subverticaux à vergence NO orientés NE-SO avec un clivage de plan axial ( $S_4$ ) développé à l'échelle régionale qui décroît en intensité du SE vers le NO (Tremblay et Pinet, 1994).

Au sein du Groupe de Magog, la phase Acadienne  $D_4$  se matérialise par des plis parallèles à semblables, ouverts à serrés, localement déjetés vers le NO, plongeant faiblement vers le SO et le NE (Cousineau, 1990; Tremblay et al., 2000). La présence de gradins d'arrachements subparallèles aux strates, de zones de cisaillement ductiles-cassantes et de failles au niveau des charnières, indiquent que le principal mécanisme de formation des plis est celui par flexion-et-glissement (Tremblay et St-Julien, 1995). Les intrusions dioritiques sont plissées, mais de façon moins serrée que les strates du Magog, probablement due à leur compétence plus élevée. Il ne semble pas y avoir de déformation plus importante aux charnières par rapport aux flancs des plis, et il est difficile de déterminer précisément la direction et la plongée des axes de plis au sein des diorites (Cousineau, 1990). Les strates du Groupe de Magog sont affectées par des failles syn-sédimentaires qui, par exemple, auraient pu servir de « plomberie » pour la minéralisation et sont recoupées par un clivage régional de plan axial principalement orienté NE-SO (Gauthier et al., 1987; Tremblay et St-Julien, 1990; Cousineau et Tremblay, 1993; Schroetter et al., 2006).

## 2.6. Minéralisation aurifère du Groupe de Magog

Les Appalaches du sud du Québec sont caractérisées par plusieurs provinces et époques métallogéniques (Gauthier et al., 1994). Huit époques distinctes ont été identifiées. Ces époques se succèdent les unes aux autres et sont associées à différentes provinces métallogéniques se chevauchant elles aussi. Chaque province

métallogénique se distinguent par son contenu métallifère, sa position géographique et par la diversité des types de gîtes qui y sont associés (Gauthier et al., 1994). Les huit époques métallogéniques ont été regroupées en trois périodes distinctes : (1) une période pré-orogénique du Cambrien précoce à l'Ordovicien précoce, regroupant les épisodes de rift intracontinental, de dérive continentale et de subduction, (2) une période syn- et inter-orogénique de l'Ordovicien moyen au Dévonien moyen qui est principalement caractérisée par les phases de déformation taconienne et acadienne, et pour finir (3) la période post-orogénique essentiellement Mésozoïque qui est définie comme étant « alcaline » (voir Gauthier et al., 1994). Les époques 5 et 7 de la seconde période sont reliées à la formation du Groupe de Magog et l'orogénie Acadienne, respectivement (Gauthier et al., 1994), et seront donc décrites dans ce document.

Plusieurs types de minéralisation aurifère se sont mises en place au sein du Groupe de Magog, i.e. l'époque 5. Le gîte de Champagne, situé à environ 3 kilomètres au NE du village de Saint-Magloire, est connu comme représentant la concentration métallique la plus importante du Groupe de Magog en terme de teneur et de tonnage (Godue, 1988; Bossé, 1994). Les estimations sont de 250 000 tonnes de sulfures massifs et disséminés titrant en moyenne 4 g/t d'Au, 19,7 g/t d'Ag, 2,7 % de Zn, 0,40 % de Cu et 0,45 % de Pb (Bergmann, 1960; Duplessis et Bisailon, 2012). Tout comme le gîte de Bellechasse-Timmins, Champagne appartient à la compagnie Golden Hope Mines Ltée. Il s'agit d'un gîte stratiforme constitué de plusieurs lentilles de sulfures massifs encaissées dans les shales noirs de la Formation de Beauceville. Ce type d'amas polymétallique formé dans un bassin sédimentaire caractérisé par la présence de shales et de nombreux horizons volcanoclastiques a été associé à un environnement exhalatif et témoignerait d'une affinité intermédiaire entre un gîte strictement volcanogène (VMS : *volcanogenic massive sulfide*) et strictement sédimentaire (SEDEX : *sedimentary exhalative*) (Bossé, 1994, Gauthier et al., 1994).

Au même niveau stratigraphique que le gîte de Champagne se trouve des disséminations de pyrite syn-génétiques aurifères, argentifères, cuprifères, zincifères, plombifères et arsénicales. Ces disséminations correspondent principalement aux indices du Rapides du Diable et du Ruisseau Castle, situés dans les régions de Beauceville et de Magog, respectivement (Gauthier et al., 1987; Godue 1988). Les minéralisations sont stratiformes et deux générations de pyrite sont présentes. Les deux générations sont principalement disséminées mais se retrouve parfois au sein de veines de quartz tardives suggérant la remobilisation de l'or pendant l'orogénie Acadienne, i.e. durant l'époque 7 (Godue, 1988; Gauthier et al., 1994). Les données géochimiques indiquent des teneurs de 250 ppb d'Au, 500 ppb d'Ag, 210 ppm de Zn, 300 ppm de Cu et 117 ppm d'As (Godue, 1988).

## CHAPITRE III

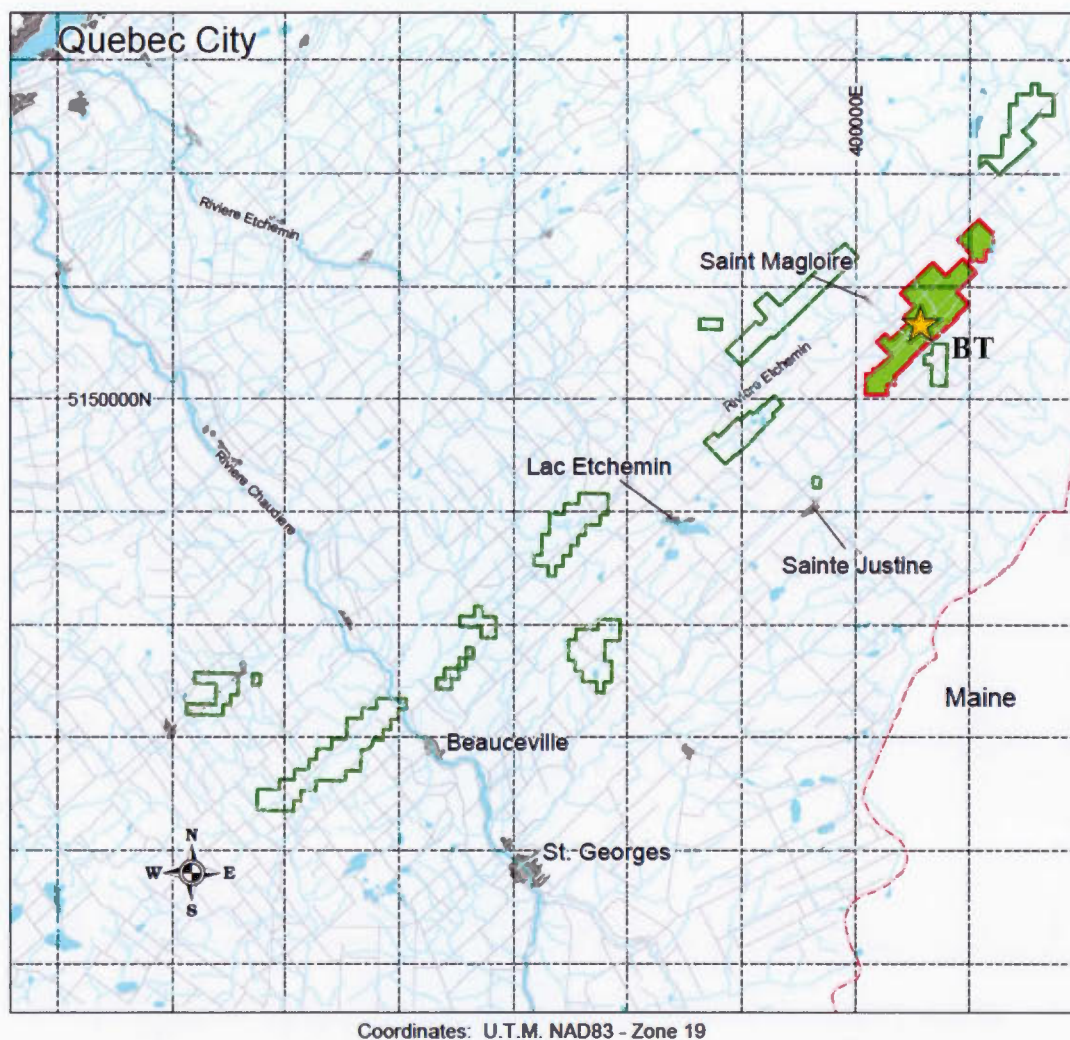
### LE GÎTE DE BELLECHASSE-TIMMINS

#### 3.1 Généralités

Le gîte de Bellechasse-Timmins (BT) se situe à environ 110 kilomètres à l'est de la ville de Québec et à 16 kilomètres à l'ouest de la frontière avec le Maine (États-Unis) (Figure 3.1), plus précisément aux coordonnées 46°33'18''N et 70°13'43''E, à 7 kilomètres de Saint-Magloire dans la région de Bellechasse en Beauce (McMillan, 2010; Duplessis et Bisailon, 2012). Les propriétés minières de Golden Hope Mines Ltée. (GHM) qui couvrent le secteur de l'indice de BT sont situées sur le feuillet topographique SNRC 21L09 (Saint-Magloire) au 1:50 000.

Les campagnes d'exploration réalisées par GHM et/ou en collaboration avec d'autres compagnies (e.g. Osisko en 2003-2004), ont été effectuées sur une surface d'environ 1300 mètres de long sur 850 mètres de large sur les zones Timmins 1, Timmins 2, Ascot et 88 (Figure 3.2). Au cours des 10 dernières années, GHM a principalement réalisé des campagnes de forage des levés magnétiques aéroportés (zones Timmins), des tranchées ainsi qu'un programme d'échantillonnage en vrac (voir McMillan, 2010 et Bédard, 2012). La base de données actuelle totalise des informations sur 268 trous de forage (longueur cumulée de 47 377 mètres) et sur une quinzaine de tranchées (Duplessis et Bisailon, 2012). La dernière campagne de forage de 2011-2012 (40 trous de forage ; 16 222 mètres) a été effectuée dans le but d'estimer les ressources présentes sur BT et permettre l'élaboration d'un rapport technique NI-43-101 (Duplessis et Bisailon, 2012).





**Golden Hope Mines Limited Claims**

- Bellechasse Timmins Claims
- Other Claims

0 20  
kilometres

**Golden Hope Mines Limited**  
*Bellechasse Project*

**Figure 3.1** Carte de localisation du gîte de Bellechasse-Timmins (BT) et des propriétés minières appartenant à Golden Hope Mines Ltée. Modifiée de McMillan (2010).



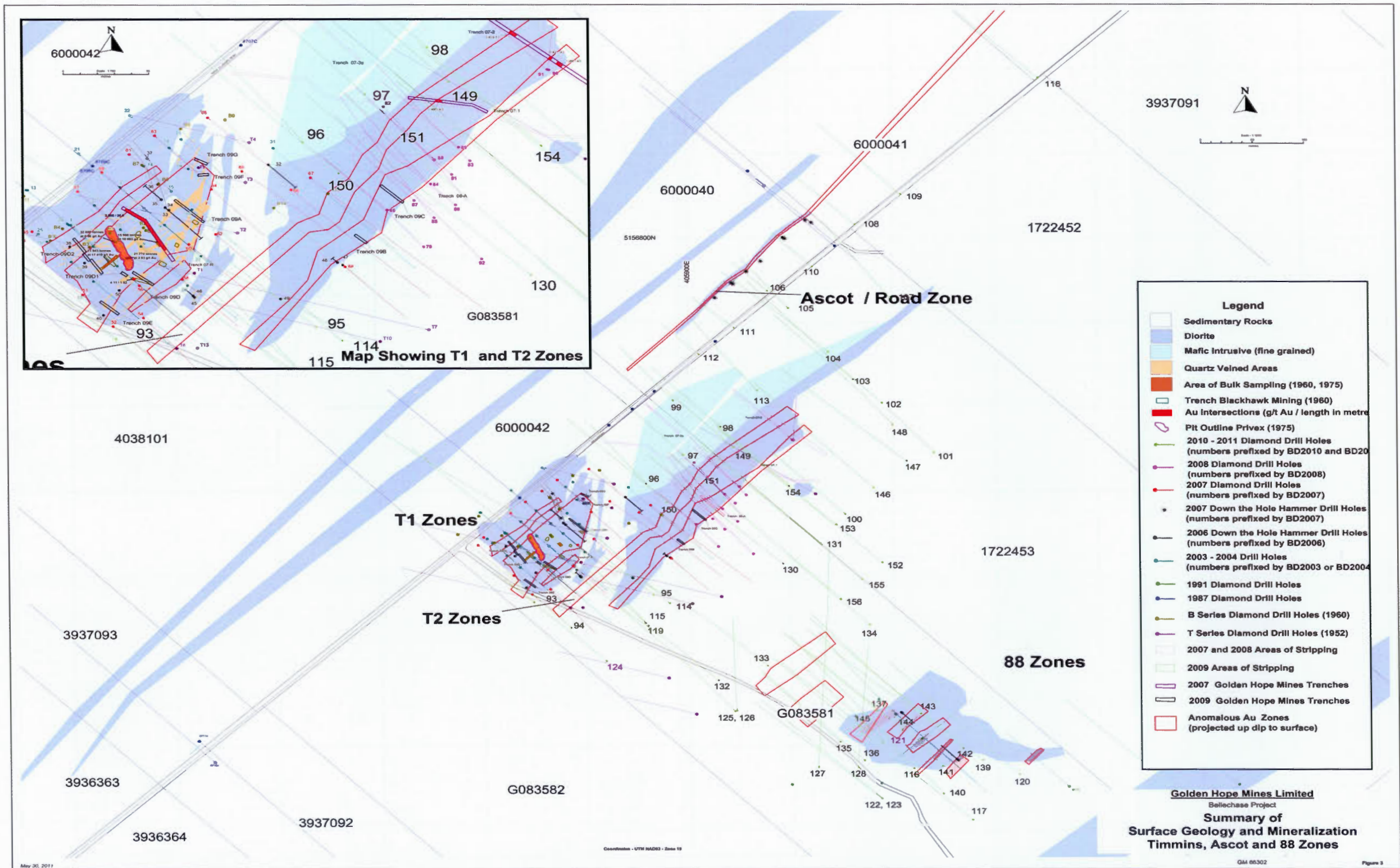


Figure 3.2 Carte de compilation des travaux d'explorations réalisés sur le décapage de Bellechasse-Timmins. Tirée de Bédard (2012).

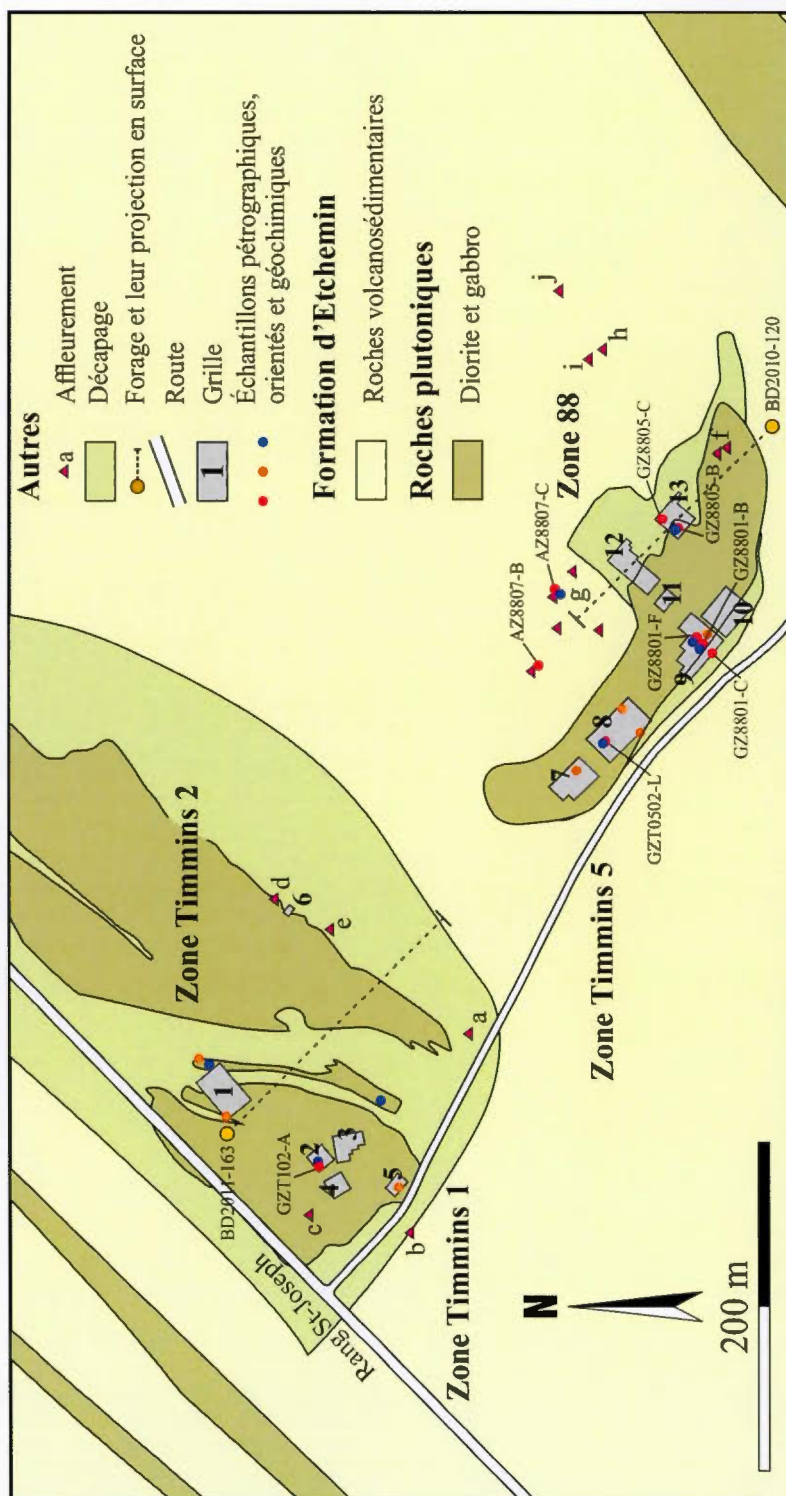
Selon ce rapport, les ressources indiquées de BT sont de 171 000 onces d'or (2 905 million de tonnes à 1,83g/t) et les ressources inférées sont de 95 000 onces d'or (2 173 million de tonnes à 1,36g/t) avec une teneur de coupure de 0,6g/t. Ces estimations ont été calculées en vue d'une exploitation à ciel ouvert.

### 3.2 Description des zones d'études

Depuis le début des travaux d'exploration sur le gîte de BT durant les années 60', les affleurements et décapages ont en partie été remblayés et il ne reste plus que quelques sites-clés encore accessibles. Certaines portions des zones Timmins 1, Timmins 5 et 88 ont pu être étudiées et des grilles de cartographie détaillée (voir Annexe B) y ont été réalisées (Figure 3.3). Les données recueillies en surface ont été corrélées à celles recueillies en profondeur par l'examen de certains forages.

Les différentes zones étudiées sont caractérisées par la présence de corps intrusifs encaissés dans les roches de la Formation d'Etchemin (Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994). Les strates de la Formation d'Etchemin sont orientées SO avec un pendage abrupt et la polarité sédimentaire est généralement normale vers le NO (Cousineau et St-Julien, 1994; McMillan, 2010). De la base vers le sommet, on y retrouve un ensemble de mudstone violet et vert (10%), de mudstone siliceux (70%) et de roche volcanoclastique verdâtre (20%). Ces roches sont en contact concordant avec la Formation de Frontière, sous-jacente et la Formation de Beauceville, sus-jacente (Cousineau et St-Julien, 1994). Seule la base de la Formation de Beauceville affleure sur les décapages de BT (Figueiredo, 1999).





**Figure 3.3** Carte simplifiée des découpages de Bellechasse-Timmins localisant les grilles et les affleurements étudiés ainsi que les échantillons prélevés. 1 à 5 : GZT101 à 05; 6 : GZT201; 7 et 8 : GZT201 et 02; 9 à 13 : GZ8801 à 05; a à c : AZT106 à 08; d et e : AZT202 et 03; f à j : AZ8806 à 10.



### 3.2.1 Zones Timmins 1 et 2

L'indice Timmins a été divisé en deux zones, soit les zones Timmins 1 (T1) et Timmins 2 (T2) (Figure 3.3). La zone T1 a été découverte en 1952 par N.A. Timmins Ltée. (McMillan, 2010). Elle est la principale zone du gîte de BT où se sont concentrés la plupart des travaux d'exploration des dernières décennies (Figure 3.2). La minéralisation est encaissée dans une intrusion dioritique massive à grain moyen qui en surface mesure 130 mètres de long (selon un axe NE-SO) sur environ 90 mètres de large (selon un axe NO-SE) (Figure 3.3). Les forages réalisés sur cette zone, orientés NE et SO, ont intersecté la diorite à plus de 300 mètres de profondeur.

Les roches encaissant l'intrusion sont principalement des roches volcanoclastiques attribuées à la partie sommitale de la Formation d'Etchemin. Selon Figueiredo (1999), on peut observer la base de la Formation de Beauceville à l'extrémité nord de la zone qui sort du cadre de la carte réalisée dans cette étude. Les travaux effectués antérieurement ont montré que la diorite a été bréchifiée et est recoupée par un réseau de veines de quartz contenant des traces de calcite, de chlorite et d'ankérite (McMillan, 2010). Les sulfures communément associés à ces veines sont la pyrite, la pyrrhotite, la marcasite, la galène et la sphalérite. De l'or visible a été observé dans la plupart des forages réalisés au sein de cette zone et montre un effet pépité principalement dû à une mise en place erratique des veines de quartz (McMillan, 2010).

Afin d'étudier cette zone, cinq grilles cartographiques (GZT101 à GZT105 ; Annexe B) et trois affleurements (AZT106 à AZT108) ont été examinés en détail (Figure 3.3). La zone T2, qui est adjacente et située à 75 mètres sur le flanc est de la zone T1 (Figure 3.3), a aussi fait l'objet d'une grille cartographique (GZT201 ; Annexe B) et de l'étude détaillée de deux affleurements (AZT202 et AZT203).

### 3.2.2 Zone 88

La zone 88 se situe à l'extrémité SE du gîte de BT (Figure 3.3). Elle a été découverte en 1988 (d'où son nom) lors d'une étude de till qui a conduit à ce décapage (McMillan, 2010). Les veines de quartz aurifères y sont encaissées dans une diorite à grain fin et moyen qui semble constituée d'une proportion plus importante de minéraux mafiques par rapport à celle des zones T1 et T2 (McMillan, 2010). L'intrusion prend la forme d'un dyke d'environ 60 mètres de large, affleurant sur 250 mètres de long selon un axe NO-SE. Ce décapage comprend aussi la zone T5 (Figure 3.3). L'or visible est concentré dans des veines ayant principalement une direction N040. En profondeur, l'intrusion déformée semble prendre la forme d'un « W » (Duplessis et Bisaillon, 2012). Au sein de la zone 88, le mudstone violacé, qui sert d'horizon repère, est caractéristique de la partie basale de la Formation d'Etchemin (Cousineau et St-Julien, 1994; Figueiredo, 1999).

Cinq grilles cartographiques (GZ8801 à GZ8805 ; Annexe B) et deux affleurements (AZ8806 à AZ8807) ont été étudiés au sein de cette zone (Figure 3.3). Une tranchée a été creusée par GHM au NE de la zone 88, et trois affleurements de plus (AZ8808 à 10) y ont été étudiés (Figure 3.3).

### 3.2.3 Zone Timmins 5

La zone Timmins 5 (T5) est la continuité NO de la zone 88 (Figure 3.3). Elle expose donc la même intrusion que celle de la zone 88. Sur cette zone T5, la Formation d'Etchemin est principalement caractérisée par des mudstones siliceux. C'est la zone qui a été le moins étudiée par GHM, les forages et les tranchées ne semblant pas avoir été concluants. La minéralisation est principalement concentrée sur la zone 88. La

zone T5 demeure cependant importante pour nos travaux, car deux grilles cartographiques (GZT501 et GZT502 ; Annexe B) y ont été réalisées afin d'y recueillir des données structurales supplémentaires (Figure 3.3).

### 3.3 Pétrographie des différents types de roches

Plusieurs échantillons ont été sélectionnés au sein des différentes lithologies affleurant à BT. Des lames minces ont été confectionnées pour analyses pétrographiques (lames non polies). Pour les minéraux opaques, nos observations et identifications ont été comparées à celles réalisées par Camiré (1986) et Figueiredo (1999) et des lames minces polies ont gracieusement été rendues disponibles par Michel Gauthier.

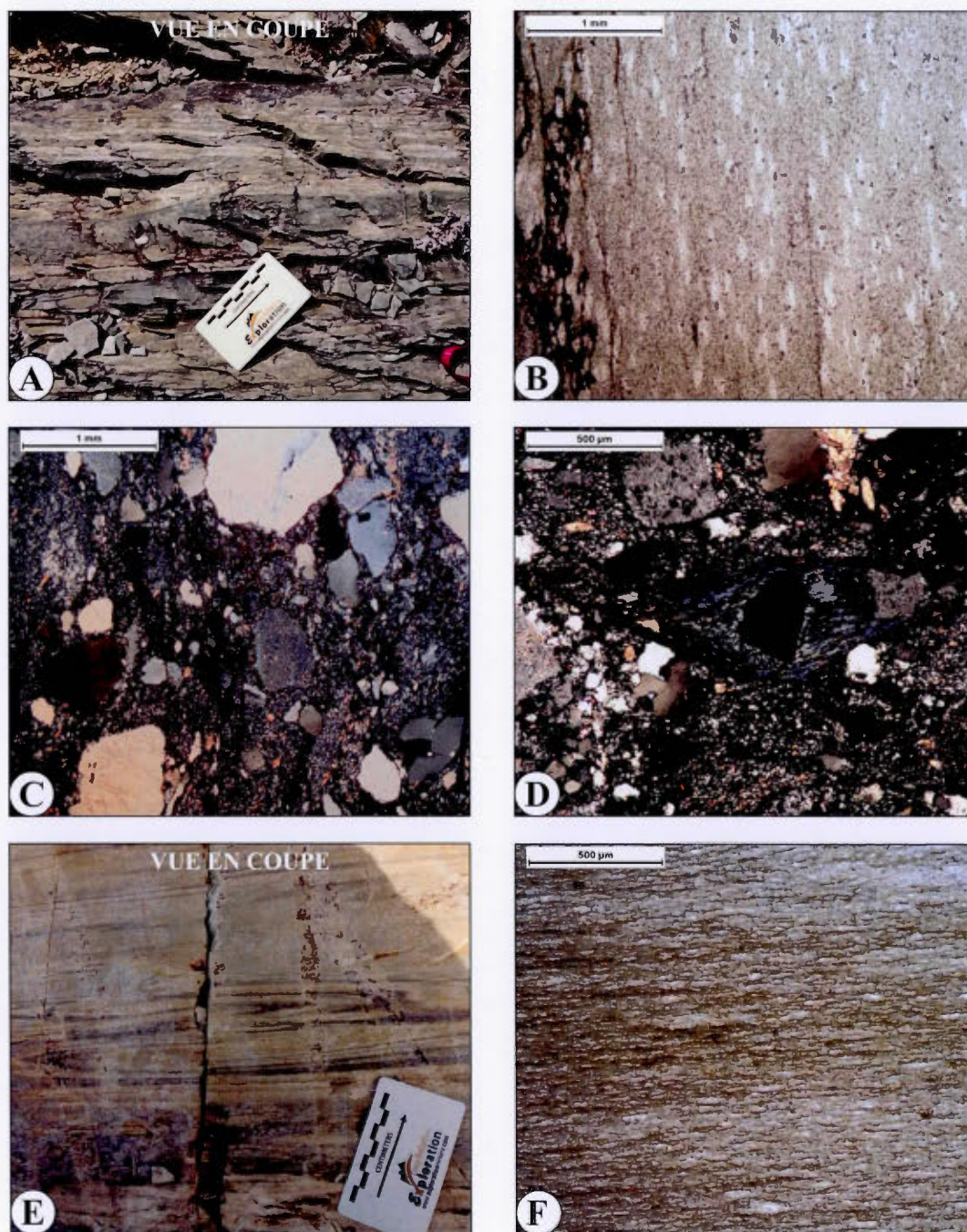
#### 3.3.1 La Formation d'Etchemin

Trois échantillons ont été prélevés sur la zone 88 afin de décrire les différents faciès de la Formation d'Etchemin présent sur le décapage de BT (Figure 3.3).

##### *a) Mudstone siliceux verdâtre*

Le premier échantillon (GZ8805-C) est un mudstone siliceux massif, grisâtre à verdâtre. Sa cassure est conchoïdale et la forte présence de silice lui confère un aspect chertueux. Ces bancs de mudstone, d'épaisseur décimétrique, sont caractérisés par la présence locale de structures sédimentaires internes, telles que des laminations parallèles (Figure 3.4a) définies par l'alternance de lamines plus claires et plus





**Figure 3.4** Photos d’affleurements et photomicrographies des roches de la Formation d’Etchemin : **A.** Laminations parallèles (GZ8805); **B.** Échantillon GZ8805-C (LPNA, x5); **C.** et **D.** Échantillon GZ8801-C (LPA, x5 et x10, respectivement); **E.** Laminations concentriques ou «slump» (AZ8807); **F.** Échantillon AZ8807-B (LPNA, x10); Flèche sur échelle : direction du Nord.



sombres, soulignant une variation compositionnelle. Les laminations sont planaires, subparallèles entre elles et donnent un aspect rubané à la roche. En lame mince, la granulométrie de la roche est tellement fine qu'il est difficile de faire une étude précise des minéraux (forme, contact entre les grains, etc.) qui la compose (Figure 3.4b). Elle semble, cependant, essentiellement constituée, en quantité décroissante, de quartz, chlorite, micas blancs (séricite), stilpnomélane, particules d'argiles, oxydes de fer et feldspaths plagioclases. De la titanite et de la chromite ont été observées par Figueiredo (1999). Le quartz est subanguleux, présente une texture ondulante et, localement, il forme des petits agrégats et/ou des œillets allongés selon la schistosité dans une matrice très foliée. Cette particularité lui confère une texture flaser qui est un type de fabrique mylonitique témoignant d'une importante déformation (Passchier et Trouw, 2005). Les phyllosilicates de la matrice forment des feuillets orientés selon la schistosité, et montrent parfois des bandes de cisaillement. Les feldspaths forment de petits grains isolés souvent altérés en séricite et carbonates.

Les mudstones siliceux grisâtre à verdâtres alternent avec des mudstones violacés interlités avec des bancs de grès volcanoclastique qui mesurent entre 10 et 15 centimètres d'épaisseur. Le mudstone siliceux violacé, décrit par Figueiredo (1999) et Cousineau (1990), est caractérisé par les mêmes minéraux que l'échantillon GZ8805-C mais est en plus composé de petits grains opaques matérialisés par de l'hématite, qui lui confèrent la teinte violacée.

#### *b) Grès volcanoclastique*

Un échantillon de grès volcanoclastique (GZ8801-C) a été prélevé au SO de la zone 88 (Figure 3.3). Il s'agit d'une roche massive, de couleur grisâtre à teinte légèrement verdâtre, composée de grains fins à moyens. Les grains sont principalement

représentés par des cristaux de quartz, de plagioclase, ainsi que par des microsphérules de silice. Le grès volcanoclastique marque des contacts nets avec les mudstones adjacents permettant ainsi de définir la stratification. Localement, il montre un granoclassement bien développé qui permet de déduire une polarité sédimentaire. En lame mince, l'échantillon GZ8801-C, est composé d'environ 70% de grains et 30% de matrice à granulométrie fine (Figure 3.4c). Les grains sont essentiellement subanguleux et représentés par du quartz et des feldspaths de différentes tailles ainsi que par des fragments de roche de même composition (agrégats quartzo-feldspathiques). Le quartz montre une texture ondulante et de recristallisation, tandis que les feldspaths sont altérés en séricite et/ou épidote et souvent remplacés par des carbonates.

La matrice est constituée d'un agrégat quartzo-feldspathique. Les grains (cristaux et fragments de roches) montrent un allongement préférentiel et la schistosité est marquée par les minéraux d'altération tels que la chlorite et les particules d'argile. On observe parfois des ombres de pression remplies par de la chlorite autour des minéraux opaques (Figure 3.4d). Des minéraux accessoires sont présents, par exemple, l'apatite au sein de certains feldspaths et l'hématite en produit d'altération des oxydes de fer.

### *c) Mudstone siliceux marron*

L'échantillon AZ8807-B a été prélevé sur un affleurement situé au NO de la zone 88 (Figure 3.3). Il s'agit d'un mudstone siliceux massif plutôt clair, à teinte marron, voire jaunâtre. Il présente lui aussi des cassures conchoïdales et un aspect cherteux. Il affleure avec un siltstone siliceux massif grisâtre à patine blanche et dans lequel on peut observer de fines laminations concentriques représentant peut être des

convolutes ou des figures sédimentaires de glissement (*slump*) (Figure 3.4e). En lame mince, la composition de ce mudstone est, dans des proportions légèrement variables, la même que celle de l'échantillon GZ8805-C. Sa teinte est plus claire et moins verdâtre due à la présence plus importante de séricite et de stilpnomélane (Figure 3.4f). La roche présente une schistosité mieux développée et le stilpnomélane est principalement contenue dans cette schistosité, en remplacement de la chlorite.

Le mudstone grisâtre à verdâtre (GZ8805-C) alternant avec le mudstone violacé et les bancs de grès volcanoclastique (GZ8801-C) appartenant à la partie basale de la Formation d'Etchemin, telle que décrite par Cousineau et St-Julien (1994). L'échantillon AZ8807-B, un mudstone de couleur plus claire alternant avec du siltstone à patine blanche représente plutôt la partie médiane de la formation. Sur la zone T1, la Formation d'Etchemin est plutôt constituée de roche volcanoclastique vert sombre qui est caractéristique du sommet de la formation. Il semble, par conséquent, qu'une grande partie de la séquence de la Formation d'Etchemin soit présente sur le gîte de BT ; une partie de la base affleurant au SE de la zone 88 et le sommet au NE de la zone T1, avec une polarité générale qui serait dirigée vers le NO. A l'extrémité NE de la zone T1, affleure la base de la Formation de Beauceville (Figueiredo, 1999). Il s'agit d'un shale noir graphiteux contenant de la matière organique (Cousineau, 1990). De fins interlits de pyrite aurifères sont préservées au sein de ce shale noir graphiteux (Gauthier et al., 1987).

### 3.3.2 Les roches intrusives

Deux différents types d'intrusions sont présents et ont été échantillonnés à BT, soit (1) la diorite et (2) un gabbro épidotisé à magnétite.

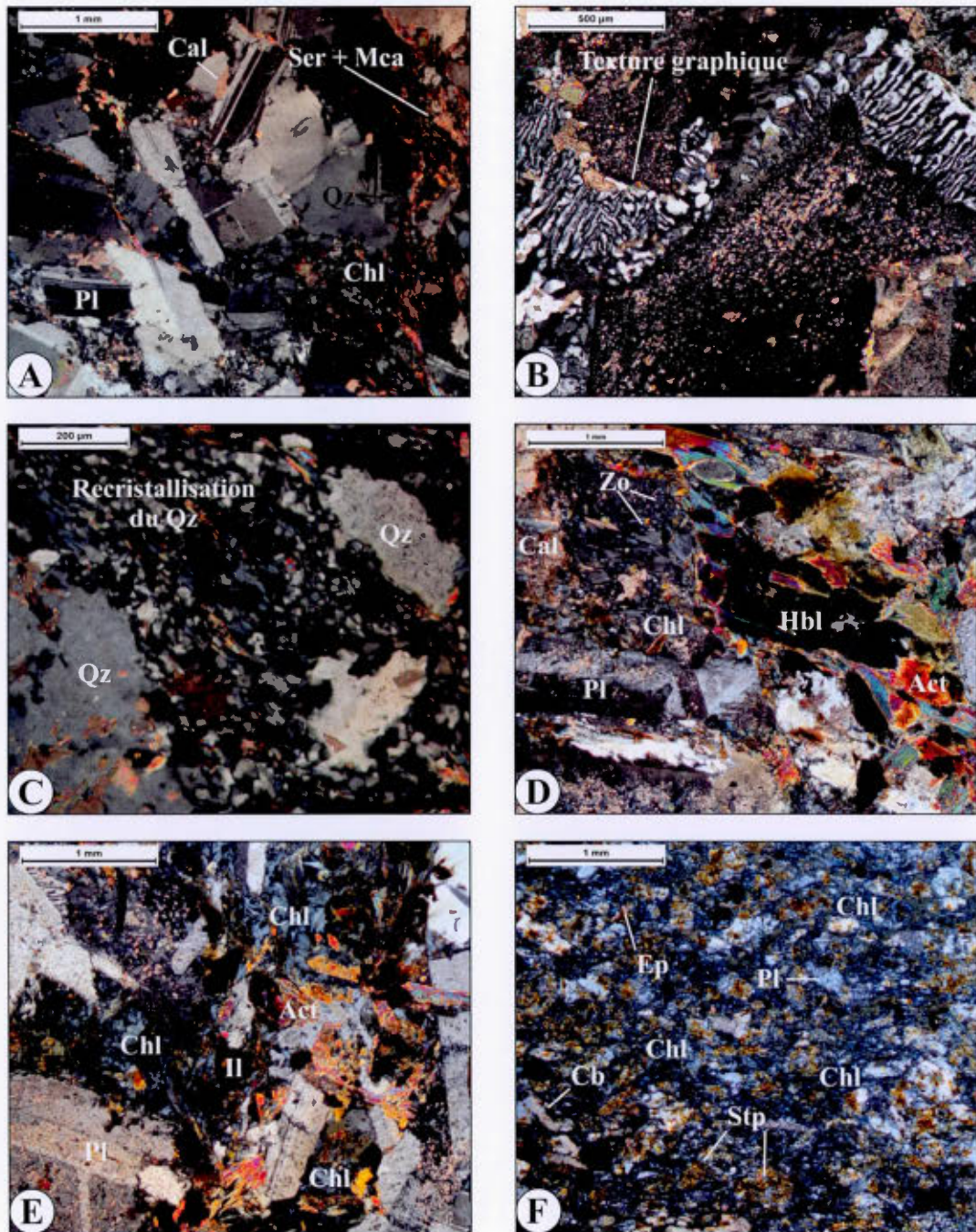
*a) La diorite*

Deux échantillons ont été sélectionnés afin de caractériser l'intrusion dioritique sur les zones T1 (GZT102-A) et 88 (GZ8801-F) (Figure 3.3). Les échantillons prélevés pour les analyses isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  proviennent de ces mêmes zones et ont été intégrés à l'analyse pétrographique pour compléter les observations et les interprétations. Ces derniers échantillons ont été prélevés au sein des forages ZT1-163 à 385,3 mètres et Z88-120 à 26,7 mètres, respectivement (Figure 3.3).

L'intrusion principale est généralement massive et de couleur verdâtre à grisâtre. Lorsque fortement altérée, elle est plus fracturée et sa couleur peut varier vers une teinte orangée. Il s'agit d'une roche holocristalline à grain moyen à fin, lui conférant une texture microgrenue. En lame mince (GZT102-A, GZ8801-F et Z88-120), les cristaux sont essentiellement hypidiomorphes. Les échantillons sont principalement composés de : plagioclase (60 à 70%), quartz (jusqu'à 12%), chlorite (10%), mica blanc (5%) épidote (2%), carbonates (jusqu'à 5% : calcite et ankérite) et stilpnomélane (jusqu'à 3%) (Figure 3.5a). Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite et la zoïsite, associées aux plagioclases, et par des oxydes de fer et sulfures (Camiré, 1986; Figueiredo, 1999).

Les plagioclases sont hypidiomorphes à idiomorphes, et sont caractérisés par des macles simples et des macles polysynthétiques. Ils sont majoritairement représentés par l'albite. Ils présentent souvent des intercroissances de quartz témoignant d'une texture graphique ou granophyrique (Figure 3.5b) (Winter, 2013). Souvent déformés, les plagioclases sont aussi caractérisés par une altération en séricite, en épidote (saussuritisation des grains) et en carbonates. Le quartz est toujours xénomorphe et caractérisé par une extinction ondulante. Il y a souvent présence de recristallisation partielle en bordure des grains et/ou d'une accumulation de petits cristaux de quartz





**Figure 3.5** Photomicrographies de la diorite : **A.** Intercroissance de quartz et plagioclase (GZT102-A, LPNA, x5); **B.** Texture graphique (GZ8801-F, LPA, x10); **C.** Texture de recristallisation du quartz (GZT102-A, LPNA, x20); **D.** Amphiboles altérées en chlorite et actinote (ZT1-163, LPA, x5); **E.** Altération des amphiboles et de l'ilménite (ZT1-163, LPA, x5); **F.** Bordure de trempe (GZ8805-B, LPA, x5).

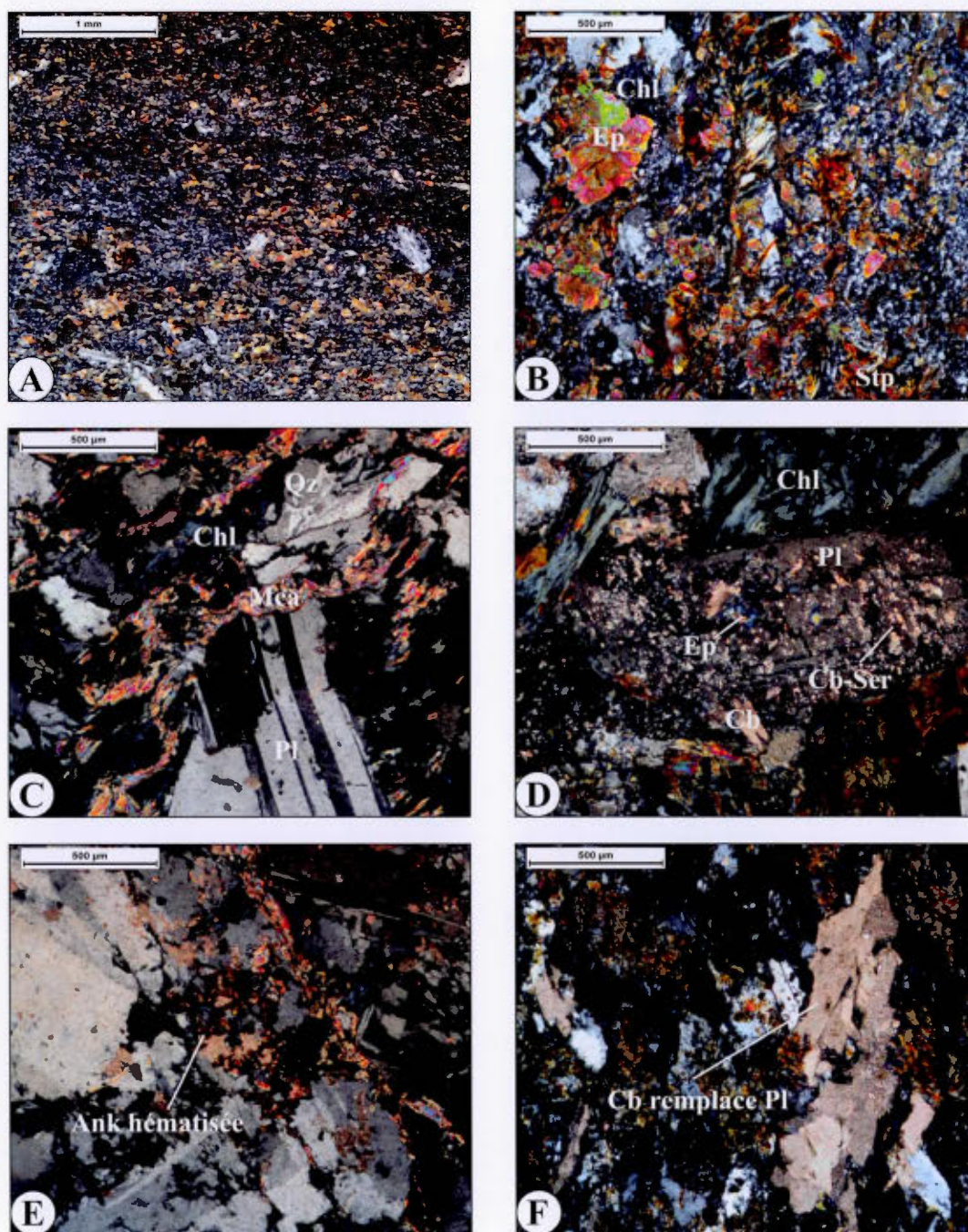
broyés entre les grains (Figure 3.5c), conférant parfois une texture en mortier. Cette texture n'est pas forcément formée par recristallisation mais c'est une texture typique des roches déformées voire cataclasées (Passchier et Trouw, 2005; Winter, 2013). La chlorite, les micas, les carbonates, la stilpnomélane et l'épidote, sont généralement hypidioblastiques et interstitiels. La stilpnomélane possède un pléochroïsme brunâtre que l'on peut facilement confondre avec celui de la biotite. Les ferrostilpnomélanes ( $\text{Fe}^{2+}$ ) possèdent cette particularité lorsqu'elles sont oxydées et sont alors qualifiées de ferristilpnomélanes ( $\text{Fe}^{3+}$ ) (Bucher et Grapes, 2011). L'apatite automorphe (<1%) se retrouve en petites inclusions dans les plagioclases. Les minéraux opaques peuvent représenter jusqu'à 2% de la lame. En plus de cette minéralogie, la lame ZT1-163 contient des amphiboles vertes de type hornblende (Figure 3.5d). Elles sont hypidiomorphes et plus ou moins altérées en actinote et en chlorite donnant un aspect légèrement bréchique à la roche (Figure 3.5e).

Lorsqu'on se rapproche du contact avec la Formation d'Etchemin, la granulométrie des roches intrusives diminue fortement, il est même souvent plus difficile d'identifier les minéraux à l'œil nu. Cette diminution granulométrique est considérée comme résultant de la formation de bordures de trempe lors de la mise en place des intrusions. Ces bordures mesurent entre 50 centimètres et 1 mètre de large et les roches ont une couleur verdâtre plus foncée. Elles montrent une forte chloritisation, carbonatation et/ou épidotisation. Deux échantillons de bordures de trempe ont été prélevés sur la zone 88 (GZ8805-B et GZ8801-B), en fonction de leur proximité avec la minéralisation, l'échantillon GZ8805-B étant situé plus près de la minéralisation par rapport à GZ8801-B (Figure 3.3). Dans ces deux lames, les minéraux montrent un allongement préférentiel et le développement d'une faible schistosité. La granulométrie des cristaux et leur pourcentage sont variables. L'échantillon GZ8805-B est caractérisé par la présence de cristaux de plagioclase (40%) dans une matrice chloriteuse ( $\approx 35\%$ ) (Figure 3.5f). On note la présence de stilpnomélane ( $\approx 10\%$ ) et de



carbonates (2-3%) en remplacement des plagioclases, de particules ferrugineuses (2-3%), d'épidote (2%), de quartz (2%) et de minéraux opaques (<1%). Dans la lame GZ8801-B, les cristaux de plagioclase sont beaucoup moins abondants (<10%) et complètement remplacés par les carbonates. Les minéraux sont plus fracturés, de plus petite taille et forment une matrice entourant les plagioclases carbonatisés. Cette matrice est constituée en quantité décroissante de chlorite, de particules argileuses et ferrugineuses qui donnent un aspect « granuleux » à la roche, d'agrégats quartzo-feldspathiques, de petits cristaux d'amphiboles fracturés, de carbonates, de quartz, de stilpnomélane et d'épidote. L'ilménite est absente ou altérée en leucoxène.

Plusieurs échantillons ont été sélectionnés afin de préciser la nature de certains types de roches intrusives sur BT. Au sein de la zone T5 et de la grille 02, le contact entre la Formation d'Etchemin et les intrusions a été difficile à délimiter mais semble particulièrement déformé. Un échantillon (GZT502-L) a été sélectionné afin de vérifier cette hypothèse. A l'œil nu, l'échantillon possède une granulométrie encore plus fine que les bordures de refroidissement et une couleur grisâtre à verdâtre, un aspect que l'on pourrait facilement confondre avec les mudstones de la Formation d'Etchemin. En lame mince, cette roche est composée d'un d'agrégat quartzo-feldspathique (35-40%), de chlorite (15-20%), de cristaux d'amphiboles fracturées (15-20%), de plagioclase (5%) altérés en carbonates (2-3%), de quartz (2-3%), de minéraux opaques (3% : probablement ilménite et pyrite), de particules ferrugineuses (1-2%), d'épidote (<1%) et de stilpnomélane (<1%) (Figure 3.6a). Les minéraux sont fracturés et très altérés. Figueiredo (1999) a souligné la présence de dyke de diorite cisailé recoupant l'intrusion principale sur la zone 88 (i.e. zone T5 et 88 dans cette étude) et Cousineau (1990), attribue ces variations de granulométrie et de texture au sein d'une même intrusion à des injections multiples. Cet échantillon pourrait donc correspondre à l'un de ces dykes.



**Figure 3.6** Photomicrographies : **A.** Diorite fracturée et altérée (GZT502-L, LPA, x5); **B.** Dyke de gabbro épidotisé (AZ8807-C, LPA, x10); **C.** Altération à chlorite et micas (GZT102-A, LPA, x10); **D.** Saussuritisation des plagioclases (ZT1-163, LPA, x10); **E.** Ankérite hématisée (GZT102-A, LPA, x10); **F.** Plagioclase altérée en carbonate (GZ8805-B, LPA, x10).



### *b) Gabbro épidotisé à magnétite*

Un échantillon (AZ8807-C) a été prélevé au sein d'une intrusion affleurant 50 mètres au nord des zones 88 et T5 (Figure 3.3). Cet affleurement est plutôt particulier car il expose une roche intrusive gabbroïque qui n'est présente nulle part ailleurs sur BT. La roche est magnétique et de granulométrie fine. Elle présente une patine de couleur claire mais, en cassure fraîche, elle est de couleur vert foncé. Les contacts avec les mudstones encaissants sont cisailés et épidotisés. Cette roche est recoupée par des veines de quartz, calcite et épidote. En lame mince, l'échantillon AZ8807-C est composé en ordre décroissant de : chlorite, stilpnomélane, plagioclase, épidote, magnétite, quartz, séricite et apatite (Figure 3.6b). En lame mince on note la présence de fractures et d'une schistosité bien développée. La chlorite, la stilpnomélane et les plagioclases sont en proportion à peu près égale (25 à 30%). Les phyllosilicates sont particulièrement bien développés au sein des plans de schistosité. La stilpnomélane peut aussi se retrouver en agrégat et en remplacement de la chlorite et de l'épidote. L'échantillon est fortement altéré et oxydé. Les plagioclases sont en majorité de l'albite et sont déformés et altérés en séricite et carbonates. L'épidote (10%) forme des cristaux subprismatiques et des petits agrégats granulaires. Elle est généralement fracturée et présente un aspect « poussiéreux » (Figure 3.6b). La magnétite est présente en traces (1-2% de la lame). Le quartz (5%) forme de petits agrégats recristallisés dispersés dans la lame. La matrice, principalement chloriteuse, est aussi constituée d'un mélange très fins de cristaux d'épidote, de plagioclase et de quartz.

### 3.3.3 Altérations hydrothermales

Les minéraux primaires présents au sein des lames analysées sont rarement « frais » et en quantité variable selon le type et l'intensité de l'altération hydrothermale. Le but

de cette partie est de décrire cette (ou ces) altération(s) et d'extrapoler la nature et l'origine des fluides responsables de ces phénomènes.

La chloritisation est l'une des altérations les plus marquées dans les échantillons prélevés à BT. La chlorite apparaît en remplacement des minéraux ferromagnésiens primaires, principalement de l'amphibole. En effet, les amphiboles magmatiques sont parfois complètement remplacées, particulièrement au sein des bordures de trempe, matérialisant ainsi un passage plus important de fluides. Au cœur des intrusions et de façon interstitielle, la chlorite est fréquemment associée à la séricite et à la muscovite (Figure 3.6c et 3.6d), trois minéraux indicateurs du métasomatisme ou métamorphisme de faible température ( $\leq 350\text{-}400^\circ\text{C}$ ). Leur présence suggère que les ions  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  et/ou  $\text{Mg}^{2+}$  des minéraux mafiques primaires ont été remobilisés lors du passage des fluides, permettant ainsi la cristallisation de la chlorite et des micas blancs.

La silicification est un autre type d'altération qui est particulièrement bien représentée au sein des différentes lithologies de BT. Une grande partie de la silice présente dans les unités de la Formation d'Etchemin est d'origine primaire (Cousineau et St-Julien, 1994), bien que cela n'empêche pas une silicification secondaire, mais celle présente au sein des roches intrusives est principalement d'origine hydrothermale. A proximité du réseau de veines de quartz, la diorite principale peut contenir jusqu'à 40% quartz (Camiré, 1986). Ce quartz est principalement d'origine secondaire et caractérisé par des textures de recristallisation dynamique, que ce soit en bordures de grains de quartz primaires ou des autres minéraux (e.g. plagioclase). Dans certains cas, le quartz secondaire forme des petites mosaïques et/ou des agrégats quartzo-feldspathiques remplaçant parfois entièrement des cristaux préexistants.

La carbonatation semble contemporaine et/ou tardive par rapport aux autres altérations et est représentée par de la calcite et de l'ankérite (Figure 3.6e). Les carbonates sont associés à la recristallisation de cristaux de quartz, en bordure de grains, ainsi qu'avec des plagioclases qu'ils peuvent remplacer complètement (Figure 3.6f). Les carbonates sont aussi présents de façon interstitielle au sein de certaines lames minces sur lesquelles ils recoupent généralement les autres minéraux. Cette altération témoigne de la circulation de fluides riches en  $\text{CO}_2$ . L'intensité de la carbonatation est souvent exprimée en fonction de la teneur en  $\text{CO}_2$  présente dans la roche altérée (Davies et al., 1982). Dans les roches caractérisées par la présence d'actinote, de chlorite et d'épidote, la cristallisation de calcite requiert une fraction molaire de  $\text{CO}_2$  moins importante que l'ankérite (Harte et Graham, 1975; Davies et al., 1982), il s'agit donc souvent de la première phase carbonatée à précipiter. Lorsque les minéraux mafiques s'altèrent, et qu'il y a donc libération d'ions  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  et/ou  $\text{Mg}^{2+}$ , la fraction molaire de  $\text{CO}_2$  augmente et l'ankérite est alors plus susceptible de se former (Davies et al., 1982).

Les plagioclases présentent eux aussi plusieurs types d'altération qui semblent, cependant, être attribuées au métamorphisme. Ils sont généralement saussuritisés, séricitisés et/ou chloritisés. La saussuritisation (Figure 3.6d) est le remplacement des plagioclases calciques en un fin agrégat composé principalement de plagioclase sodique et d'épidote (Winter, 2013; Kouakou, 2014). La saussuritisation des plagioclases résulte donc de l'instabilité de leur composante anorthitique. Bien que l'albite présente au sein des intrusions semble d'origine primaire, il semblerait qu'une partie soit aussi secondaire. Lors de la transformation des plagioclases calciques vers le pôle sodique, il y a libération d'ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Al}^{3+}$  qui permettent la cristallisation d'épidote, souvent associée à la cristallisation de calcite et/ou séricite (Allaby et Allaby, 1999; Winter, 2013). La séricitisation est aussi une caractéristique de métasomatisme et/ou métamorphisme de faible température, la présence d'ions  $\text{K}^+$

dans le système étant cependant nécessaire pour que les plagioclases s'altèrent (Winter, 2013). La chloritisation des minéraux mafiques permet la libération de ces ions  $K^+$ .

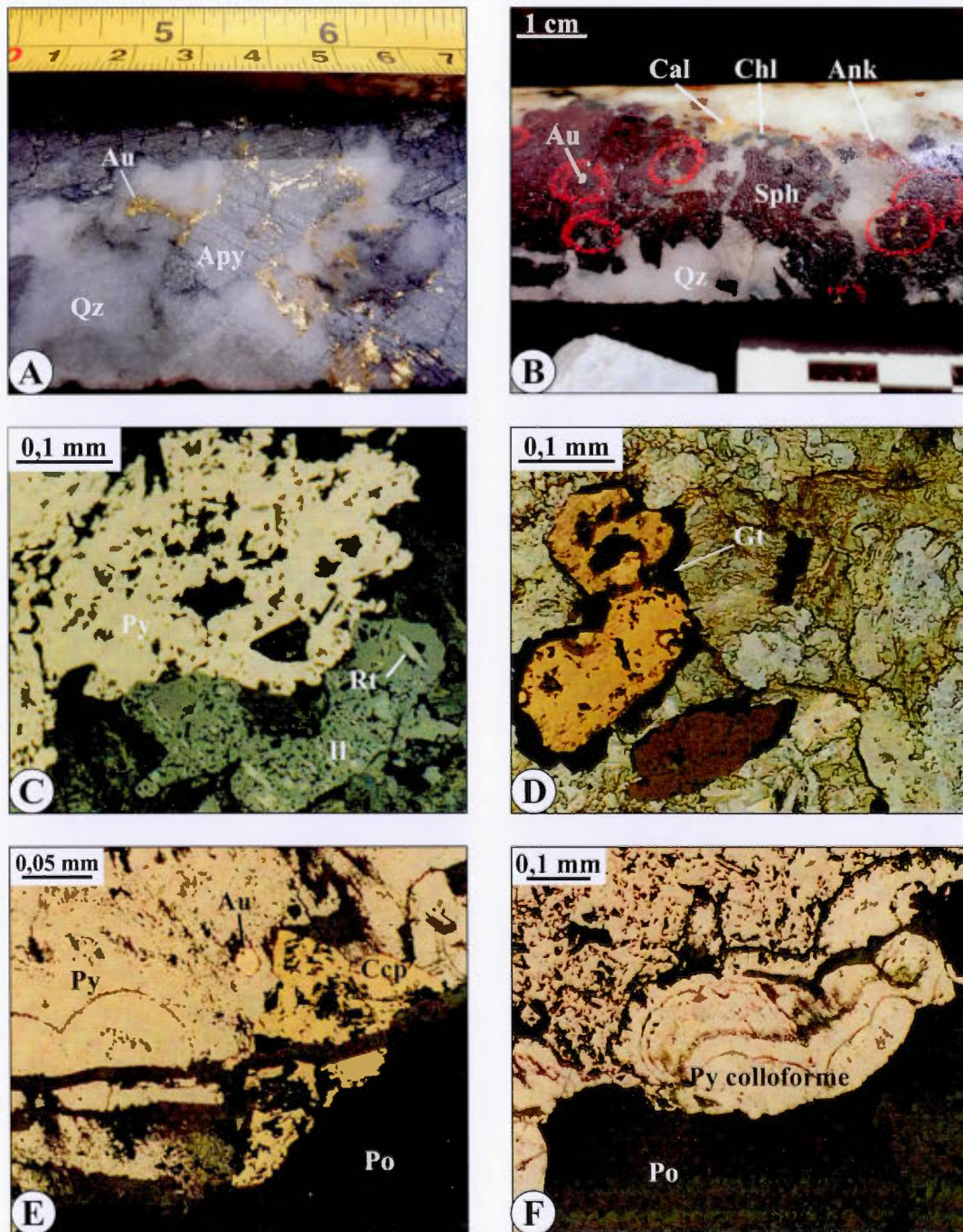
### 3.4 Assemblages de minéraux métalliques

Le but de cette partie est de résumer les différentes analyses et interprétations qui ont déjà été réalisées sur la minéralogie de la minéralisation des veines de quartz présentes à BT (Camiré, 1986; Gauthier et al. 1987; Figueiredo, 1999). Les veines minéralisées présentes à BT peuvent être classées en trois catégories qui sont (1) les veines de quartz, (2) les veines de quartz-chlorite et (3) les veines de quartz-carbonates. La minéralisation en or se retrouve principalement au sein des deuxième et troisième catégories dont la minéralogie est décrite ci-dessous.

#### 3.4.1 Minéralisation des veines et de leurs épontes

Au sein des épontes des veines la minéralisation est généralement disséminée alors qu'au sein des veines, elle semble former de petits agrégats individualisés (Figure 3.7a). Cette minéralisation est principalement représentée par des sulfures, tels que la pyrrhotite, la pyrite, la galène, la sphalérite avec  $\pm$  chalcoppyrite et arsénopyrite. La proportion des sulfures varie en fonction de leur localisation et des altérations plus ou moins intenses. L'or se présente sous forme d'or natif et d'électrum (Figueiredo, 1999) ; il est associé au quartz et/ou aux sulfures dans les veines (Figure 3.7b), sous forme de filaments ou de petits agrégats mesurant jusqu'à 5 millimètres (Figure 3.7a).





**Figure 3.7** Photographies et microphotographies : **A. et B.** Minéralisation des veines de Qz-Cb (carottes de forage); **C.** Ilménite altérée en rutile au sein des épontes (lumière réfléchie; tirée de Camiré, 1986); **D.** Altération en goethite (lumière transmise et réfléchie; tirée de Camiré, 1986); **E. et F.** Minéralisation présente au sein des veines de Qz-Cb (lumière réfléchie; tirée de Camiré, 1986).

Les deux principales phases métalliques présentes au sein des épontes des veines sont l'ilménite et la pyrrhotite disséminées. Ces cristaux varient de xénomorphes à hypidiomorphes. L'ilménite primaire, qui a cristallisé lors du refroidissement des intrusions, montre souvent des inclusions d'argentites, des exsolutions d'hématite et/ou rutil (Figure 3.7c) et une altération en leucoxène ou titanite (Figueiredo, 1999). La pyrrhotite est caractérisée par une texture poécilitique et forme des petits cristaux isolés ou des agrégats. Elle est souvent remplacée par la pyrite, le long des fractures et des bordures des grains, ainsi que par de l'hématite. La pyrite est xénomorphe lorsqu'associée à la pyrrhotite et présente alors une texture colloforme. Lorsqu'elle forme des grains isolés, elle est par contre hypidiomorphe. La chalcoppyrite et l'arsénopyrite sont moins abondantes. La chalcoppyrite est toujours xénomorphe et associée à la pyrrhotite tandis que l'arsénopyrite forme localement des petits cristaux prismatiques. Les minéraux d'altération qui entourent les minéraux métalliques sont la chlorite, le quartz, les carbonates et la séricite. Une bordure d'altération en goethite est aussi fréquemment présente (Figure 3.7d). L'or est généralement libre et uniformément disséminé au sein des épontes.

Les minéraux métalliques au sein même des veines peuvent être concentrés sur les bordures ainsi qu'au centre du matériel filonien qui est représenté par du quartz avec plus ou moins de carbonates. Les principaux sulfures sont la pyrrhotite et la pyrite, accompagnées d'or natif, de galène, de chalcoppyrite, de sphalérite et d'arsénopyrite. L'or est aussi présent sous forme d'électrum dont la composition moyenne, déterminée par Figueiredo (1999), est 94% Au et 6% Ag. La pyrrhotite est xénomorphe, en petits agrégats, présente une texture poécilitique (Figures 3.7e et 3.7f) et semble moins altérée qu'au sein des épontes. La pyrite, en quantité équivalente à la pyrrhotite, se retrouve en agrégats colloformes (Figure 3.7f) entourant la pyrrhotite et plus rarement en cristaux idiomorphes isolés (Camiré, 1986). La galène, la sphalérite et la chalcoppyrite sont présentes en plus faible



quantité. La galène est libre ou associée à l'or et à la pyrrhotite et forme des grains xénomorphes à hypidiomorphes. La chalcopyrite présente les mêmes formes de grains et est associée à la pyrite alors que la sphalérite est xénomorphe et associée à la pyrrhotite et à la chalcopyrite. Les grains d'or libre sont xénomorphes et prennent parfois la forme de filaments disséminés dans les fractures ou d'amas hypidiomorphe au sein de la pyrite colloforme (Camiré, 1986). Bien que les grains d'or montrent une association préférentielle avec la galène, la pyrrhotite ou la sphalérite, leur distribution est erratique. Des teneurs en Au de 14,8 g/t ont été obtenues par Camiré (1986), alors que Bergmann (1960) a présenté des teneurs de plus de 30 g/t, et Gauthier et al. (1987) de 1002 g/t, traduisant vraisemblablement un effet pépite. L'arsénopyrite n'a pas été observée au sein des lames minces qui ont été réalisées mais au sein des carottes de forages celle-ci montre elle aussi une forte association avec l'or (Figure 3.7a).

### 3.4.2 Séquence paragénétique et altérations

Sur la base des textures minérales, des relations de recoupement et de la nature des différentes altérations, il est possible de proposer un ordre chronologique d'apparition des minéraux caractérisant la minéralisation du gîte de BT. Dans les éponges des veines, la texture primaire de l'ilménite et son altération, indiquent que sa cristallisation est pénécontemporaine de l'intrusion. Les inclusions d'argentites devraient donc l'être aussi. Les autres phases métalliques ont cristallisé lors du passage des fluides hydrothermaux. La pyrrhotite est finement disséminée et son abondance augmente avec la silicification de la roche. Ce minéral est intimement lié à l'ilménite altérée et pourrait résulter d'une sulfurisation des éponges (Gauthier et al., 1987). La pyrrhotite est souvent accompagnée d'une faible quantité de chalcopyrite et est ensuite altérée puis progressivement remplacée par de la pyrite ( $\pm$  marcasite). Au

sein des veines de quartz, les premiers sulfures à se former ont été la pyrrhotite et la chalcoppyrite suivis d'or natif, de galène, d'arsénopyrite (?) et de pyrite (Figueiredo, 1999). La chalcoppyrite, l'or natif et la galène sont pénécontemporains et souvent en inclusions au sein de la pyrrhotite. Une partie de la pyrite semble plus tardive puisqu'elle est principalement colloforme ou recristallisée en bordure de grains de pyrrhotite, cette texture témoignant d'une altération en « *bird's eyes* » (mélange de pyrite et de marcasite) et d'une déstabilisation à basse température et faible pression de la pyrrhotite (Picot et Johan, 1977; Boucher et al., 2010). L'or, la galène et la sphalérite sont aussi associés à la pyrite au sein des fractures qui l'affectent. Selon Figueiredo (1999), l'électrum est tardif ou postérieur à l'or natif et est généralement présent sous forme d'inclusions dans la sphalérite.

La déformation régionale ne semble pas avoir affecté grandement la taille des grains d'or ni la distribution de celui-ci. Au sein des veines c'est principalement la pyrite qui est déformée. L'or a tendance à se concentrer au sein des fractures affectant les sulfures mais son abondance ne semble pas liée à leur taux de fracturation (Camiré, 1986; Figueiredo, 1999). Dans les épontes des veines, les minéraux d'altération tels que la chlorite, les micas blancs, les carbonates et le quartz sont liés à la circulation hydrothermale mais comme dans la plupart de gîtes d'or orogénique, il ne semble pas y avoir une forte zonalité (Robert et Brown, 1986b). Les sulfures présents dans les veines et leurs épontes sont souvent recoupés par des carbonates ou des veinules de calcite témoignant d'un passage tardif de fluides carbonatés.



## CHAPITRE IV

### CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE ET DATATION ISOTOPIQUE DES INTRUSIONS DE BELLECHASSE-TIMMINS

#### 4.1. Caractérisation géochimique des intrusions de Bellechasse-Timmins

##### 4.1.1. Méthodes analytiques

Plusieurs échantillons ont été sélectionnés afin d'encadrer au mieux la géochimie des intrusions du gîte de BT et leurs possibles variations chimiques. Ces roches ayant été affectées par le métamorphisme régional et la circulation de fluides hydrothermaux, les signatures géochimiques primaires ont donc possiblement été altérées. Une analyse de l'altération a donc été effectuée avant toute interprétation pétrogénétique basée sur la géochimie.

Les échantillons analysés ont été sélectionnés sur la base de différences pétrographiques visibles macroscopiquement. Des lames minces ont été réalisées sur la plupart des échantillons avant analyses. Six échantillons ont été sélectionnés sur les zones T1 (14MV01, 14MV04 et 14MV07) et 88 (14MV02, 14MV03 et 14MV05). Un échantillon a été prélevé sur la zone T5 (14MV08) et un autre échantillon a été prélevé au nord de la zone 88 (14MV06). L'échantillon 14MV01 a été analysé une seconde fois (i.e. replica), et un duplicata de l'échantillon 14MV03 a aussi été effectué, ces derniers échantillons ont été désignés 14MV01(03)a et 14MV01(03)b. De plus, des analyses effectuées par Bédard (1995, données non publiées) ont été

intégrés à nos résultats (voir Annexe A). Le Tableau 4.1 résume les correspondances entre les échantillons géochimiques et les lames pétrographiques analysées.

Les échantillons analysés ont été choisis de façon à ce qu'ils soient le plus frais possible, sans altération météoritique, homogènes ainsi que dépourvus de veines. Ils ont été analysés dans le laboratoire de géochimie de l'INRS-ETE à Québec. Les concentrations en éléments majeurs, mineurs et traces ont été déterminées par spectrophotométrie d'émission atomique au plasma (ICP-AES et ICP-MS). Les résultats sont reportés dans l'Annexe A. L'interprétation des données géochimiques a été effectuée avec différents logiciels ; Lithomodeleur (développé par le Consorem) et Microsoft Excel pour certains diagrammes.

Suite au traitement des données géochimiques, l'échantillon 14MV07 a été enlevé de la liste pour le reste des analyses, diagrammes et interprétations. Il présente des concentrations élémentaires qui sont fortement différentes (e.g.  $\text{SiO}_2 = 36,2\%$  et  $\text{CaO} = 11,9\%$ ) et sa perte au feu est plus élevée que pour les autres échantillons (i.e.  $\text{LOI} = 16,7$ ). De plus, la méthode de différenciation des roches ignée versus roches sédimentaires proposée par le logiciel Lithomodeleur qui utilise des éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) et mineurs (Cr, Ni, Zr, Ba, Rb, Sr) ; estime qu'à 86% il s'agit d'une roche sédimentaire (voir Trépanier et Faure, 2010).

<b>Échantillons géochimiques</b>	<b>Échantillons pétrographiques</b>	<b>Types de roches</b>
14MV01	GZT102-A	Intrusion principale
14MV02	GZ8801-F	Intrusion principale

14MV03	GZ8805-B	Bordure de trempe
14MV04	-	Pas de correspondance
14MV05	GZ8801-B	Bordure de trempe
14MV06	AZ8807-C	Gabbro épidotisé à magnétite
14MV07	-	Pas de correspondance
14MV08	GZT502-L	Diorite cisailée

**Tableau 4.1** Correspondance des échantillons sélectionnés pour les analyses géochimiques avec ceux ayant fait l'objet d'une analyse pétrographique.

#### 4.1.2 Mobilité des éléments en traces

Pour minimiser les effets engendrés par les processus d'altération sur la composition initiale de la roche, plusieurs éléments en traces ont été utilisés, tels que les terres rares (TR) et les éléments à forte liaison ionique (HFSE : *High Field Strength Elements*), considérés comme relativement immobiles lors des processus secondaires (Winchester et Floyd, 1977; Rollinson, 1993; Winter, 2013). Pour vérifier cette immobilité, il suffit de réaliser certains diagrammes de corrélation et d'analyser la répartition des analyses entre certains de ces éléments. Si cette répartition est linéaire, cela implique que les éléments représentés sont immobiles et que leurs concentrations originelles n'ont été que peu ou pas affectées par l'altération hydrothermale.

D'autre part, les variations élémentaires peuvent alors refléter des processus de fractionnement lors de la cristallisation des différents échantillons (Winchester et

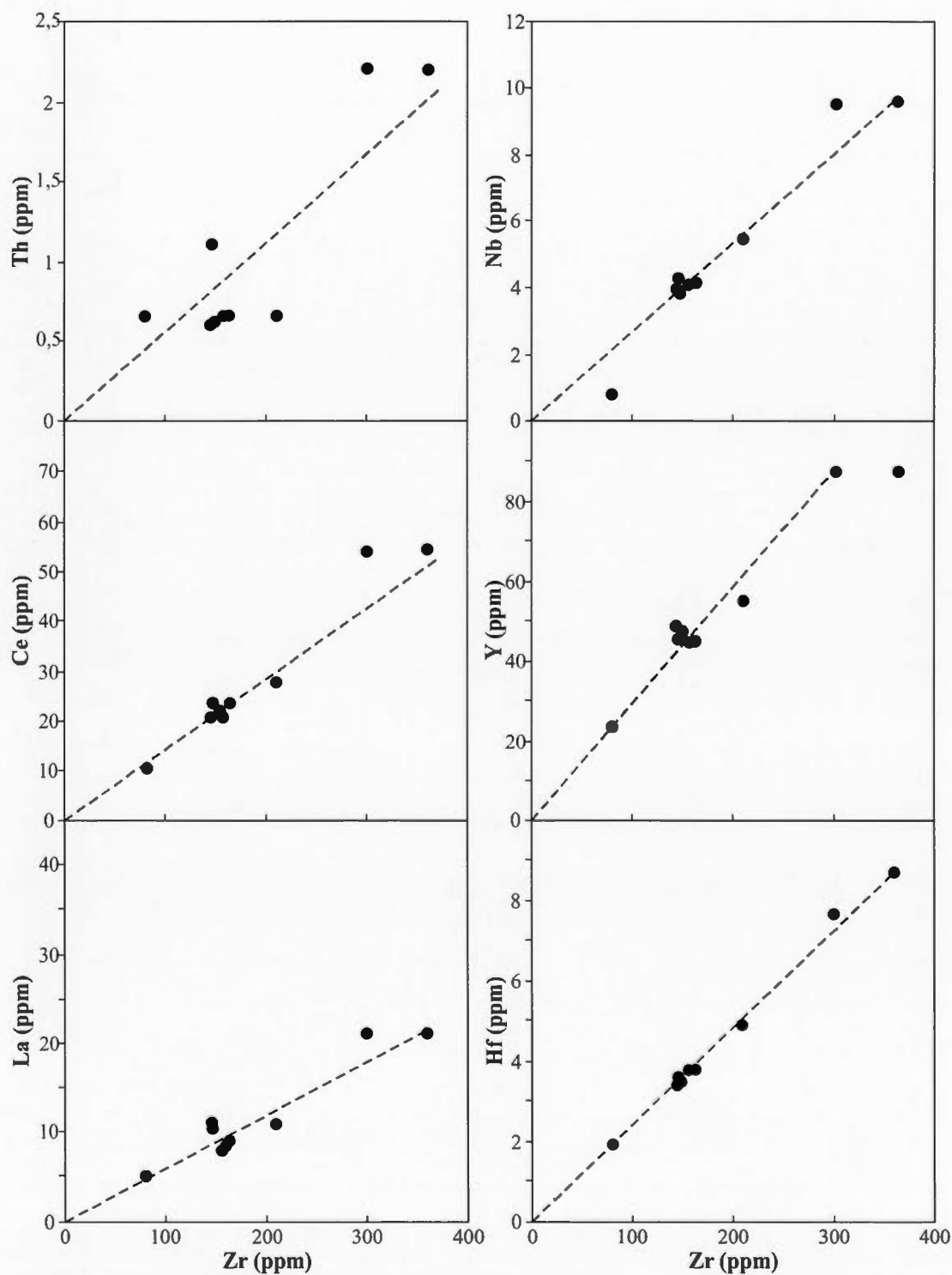
Floyd, 1977; Rollinson, 1993). Les éléments clés souvent utilisés pour les interprétations pétrogénétiques et paléotectoniques sont les suivants : Th, Nb, Ce, Y, La et Hf, que l'on représente graphiquement en fonction du Zr car ce dernier est considéré comme demeurant immobile durant le métamorphisme (Floyd et Winchester, 1978; Rollinson, 1993). Cinq des six diagrammes binaires (Figure 4.1) montrent une nette linéarité, droite passant par l'origine, qui suggère que les éléments considérés ont demeuré immobiles lors des processus métamorphiques, d'altération ou métagénétiques subis par les intrusions de BT. Le diagramme binaire Zr vs Th témoigne d'une linéarité moins évidente. Le Th a des valeurs proches de la limite de détection qui pourraient expliquer cette répartition.

#### 4.1.3. Classification et pétrogenèse

##### *a) Classification des roches intrusives*

Les diagrammes de caractérisation des roches volcaniques ont été couplés aux diagrammes caractérisant les roches plutoniques afin d'avoir le plus de renseignement possible sur la nature des magmas à l'origine de ces roches et leur contexte de formation. Dans le cas des intrusions de BT, la concentration en  $\text{SiO}_2$  des différents échantillons analysés varie de 40% à 59,9%, ce qui indique que ces intrusions sont de composition mafique à intermédiaire. L'échantillon qui contient 40% de  $\text{SiO}_2$  est le 14MV04 et celui contenant 59,9% de  $\text{SiO}_2$  est le 14MV01. Le  $\text{SiO}_2$  est un oxyde mobile durant le métamorphisme et l'activité hydrothermale, d'autres méthodes ont donc été utilisées pour préciser le type de roche mafique et intermédiaire.

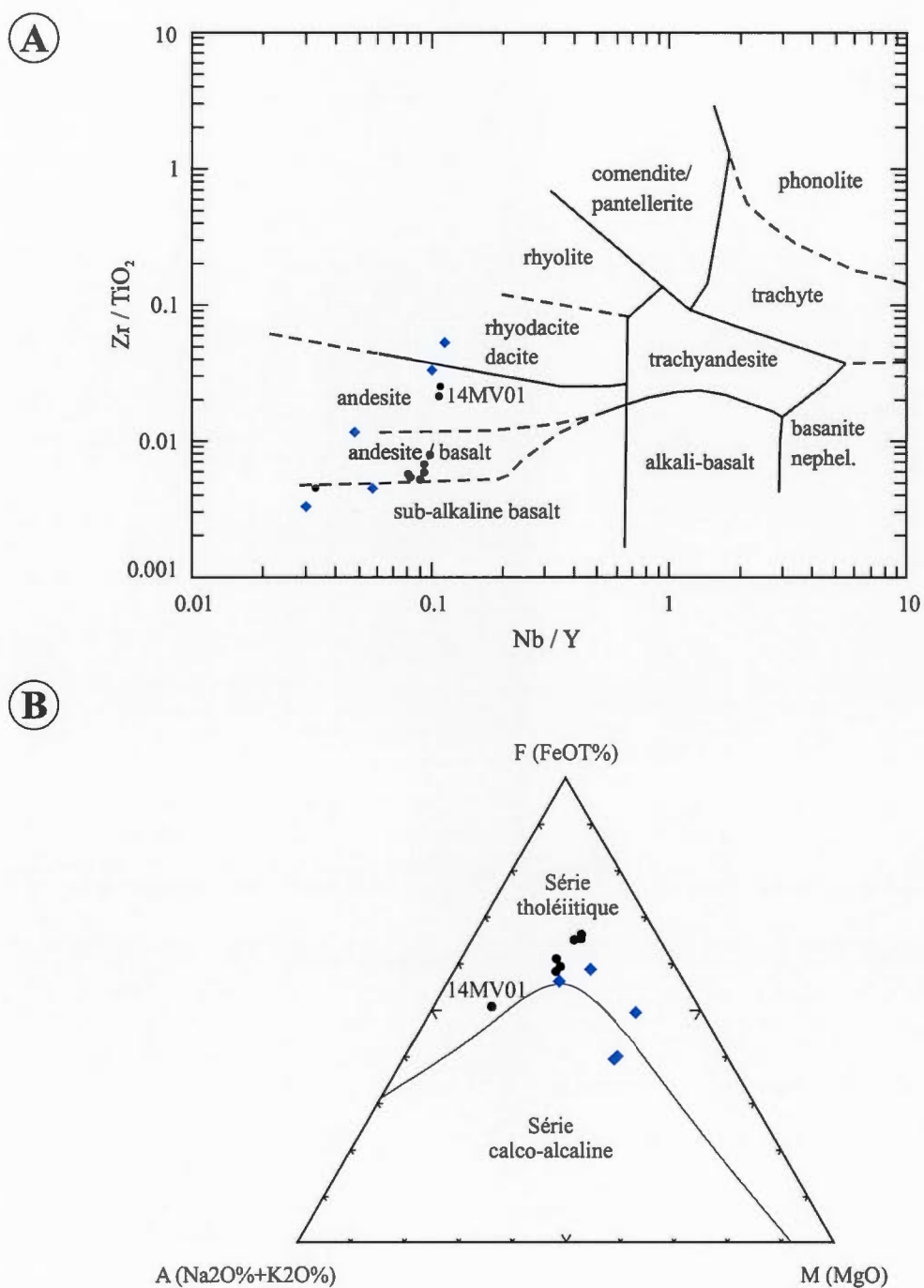




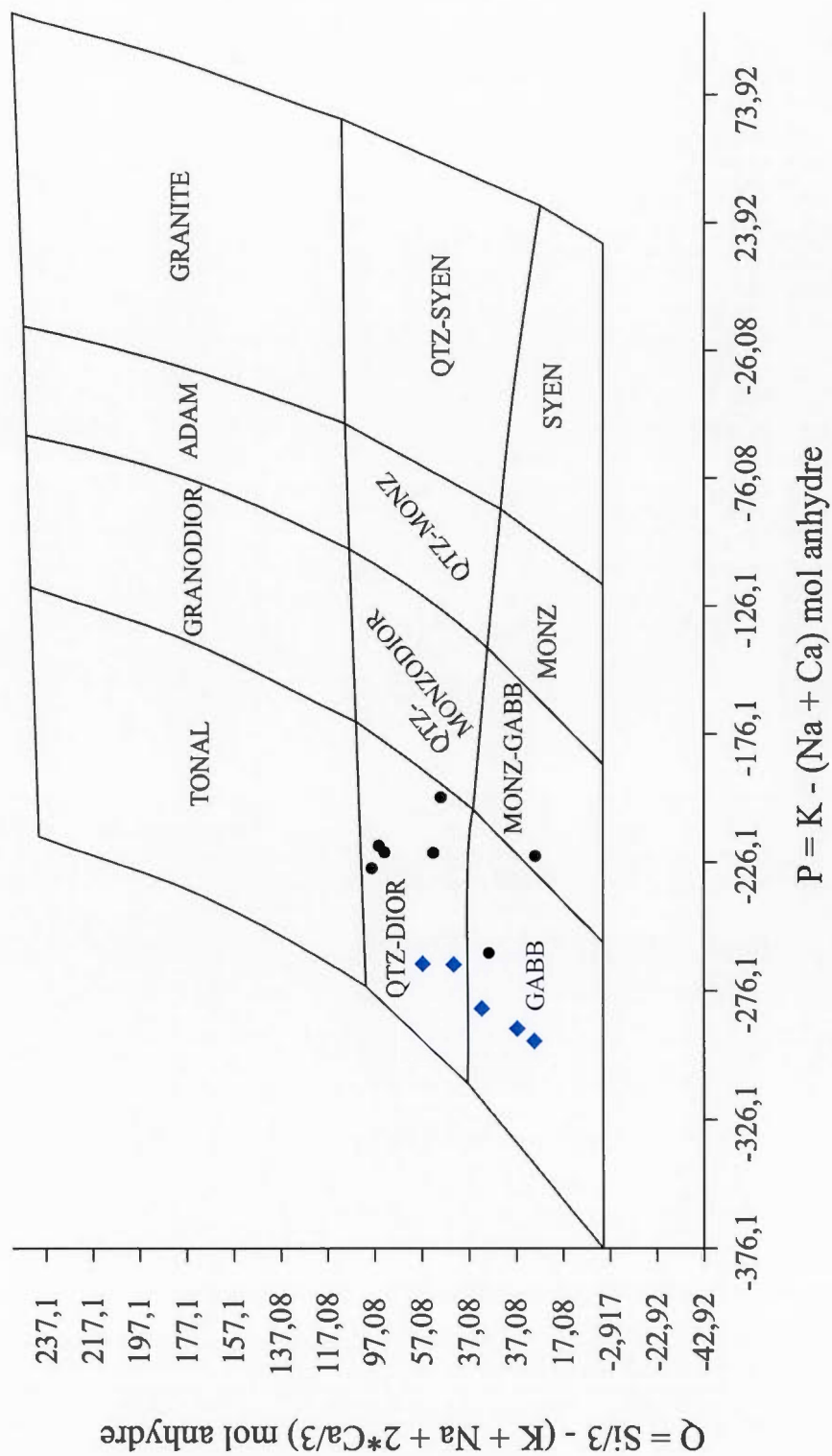
**Figure 4.1** Diagrammes de covariances des éléments relativement immobiles pour les intrusions du gîte de Bellechasse-Timmins : Zr vs Th, Nb, Ce, Y, La et Hf.

Le diagramme de classification Nb/Y vs Zr/TiO<sub>2</sub> (Figure 4.2a), montre que les intrusions du gîte de BT sont de composition andésite-basaltique à andésitique (Floyd and Winchester, 1978). Seul l'échantillon 14MV01 occupe le champ des andésites, donc l'équivalent extrusif d'une diorite, ce qui se corrèle avec sa concentration en SiO<sub>2</sub> et l'étude pétrographique de sa lame mince (i.e. SiO<sub>2</sub> > 10%). Les roches de composition basaltique à andésitique peuvent être classées comme tholéitiques ou calco-alkalines dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971), qui permet donc de différencier ces deux types de séries. Sur la Figure 4.2b, on constate que les roches intrusives de BT sont de composition tholéitique. C'est l'échantillon 14MV01 qui semble le plus évolué, c'est-à-dire un peu plus enrichi en Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O. Ce sont des éléments majeurs dont la concentration peut être modifiée par l'altération mais les résultats sont cohérents avec ceux du diagramme Nb/Y vs Zr/TiO<sub>2</sub> de la Figure 4.2a qui utilise des éléments immobiles.

Le diagramme de Debon et Lefort (1983) est un exemple de projections que l'on utilise pour les roches intrusives. Il permet de classer les échantillons selon leur composition en utilisant la sommation de différents cations. Sur ce diagramme, les échantillons de BT se distribuent dans les champs des quartz-diorite, gabbro et monzo-gabbro (Figure 4.3). Toutes ces roches magmatiques sont grenues et de composition similaire mais se distinguent par la présence ou l'absence de certains minéraux, ce qui se traduit donc par de légères variations de composition chimique exprimées sur la Figure 4.3. Par exemple, le gabbro est généralement composé de plagioclase, pyroxène, amphibole, et parfois olivine, alors que la diorite se distingue par l'absence de pyroxène et d'olivine. Les échantillons de BT montrent donc de légères variations compositionnelles qui traduisent une certaine différenciation, à partir d'une même source magmatique, d'un pôle mafique vers un pôle intermédiaire.



**Figure 4.2** A. Diagramme de discrimination Nb/Y vs Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester et Floyd, 1977) et B. Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1970), pour les roches intrusives prélevées à Bellechasse-Timmins. **Cercle** : cette étude; **Losange** : Bédard (1995).

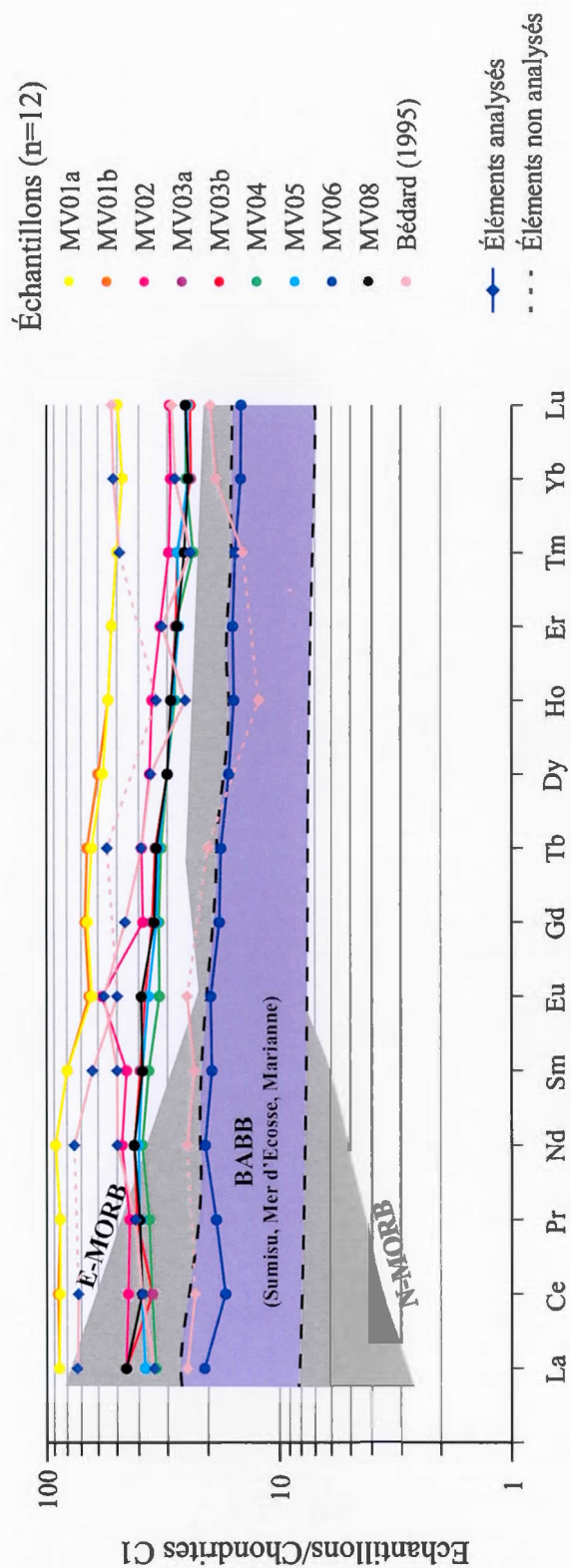


**Figure 4.3** Diagramme multi-cationique de classification des roches intrusives montrant la répartition des échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins (Debon et Lefort, 1983). **Cercle** : cette étude; **Losange** : Bédard (1995).



### *b) Affinité magmatique et pétrogenèse*

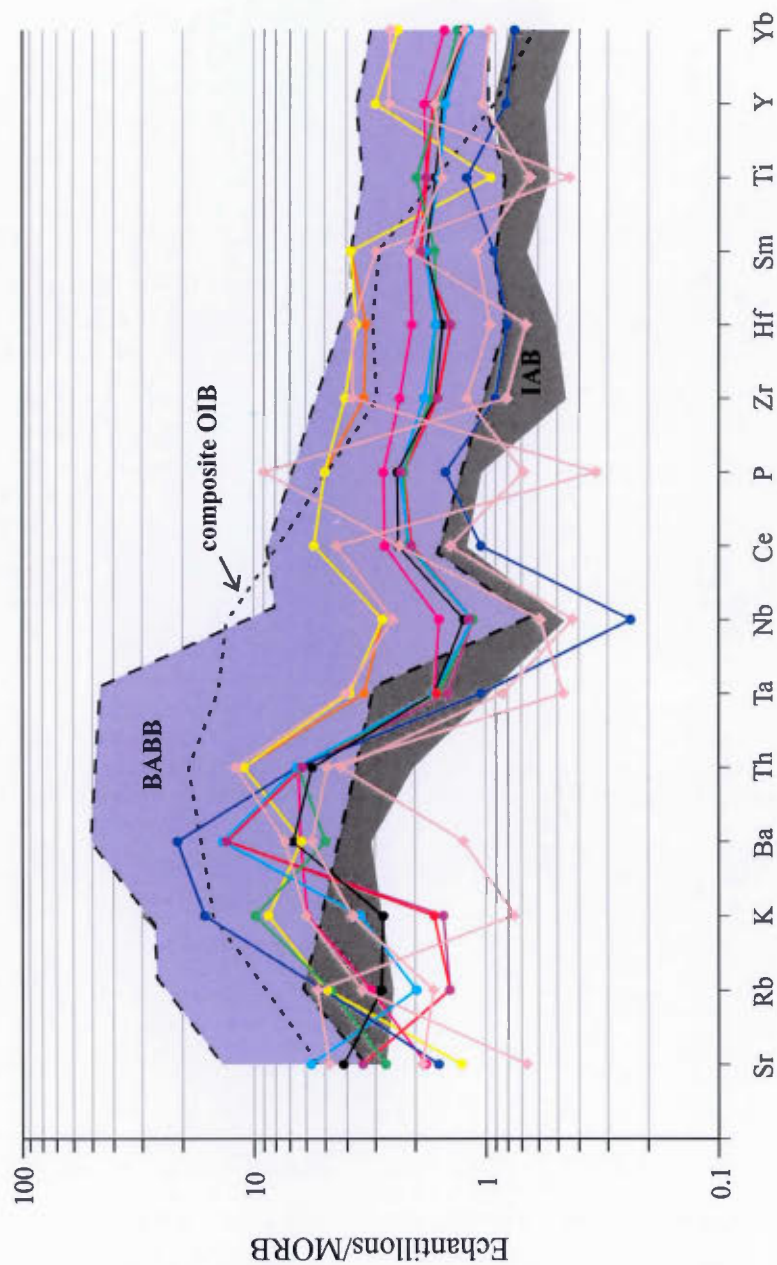
Les spectres de TR normalisées des échantillons de BT (Figure 4.4a) montrent des concentrations en TR légères qui sont de 20 à 90 fois celles des chondrites, et des concentrations en TR lourdes qui varient de 20 à 50 fois celles des chondrites. Les spectres montrent un léger enrichissement en TR légères. Le rapport  $(La/Yb)_N$  varie entre 1,33 et 1,92. Les rapports  $(La/Sm)_N$  et  $(Tb/Yb)_N$  permettent de visualiser un possible fractionnement des TR légères et des TR lourdes. Pour ces deux rapports, les échantillons de BT montrent un faible fractionnement avec des valeurs  $(La/Sm)_N$  et  $(Tb/Yb)_N$  comprises entre 0,92 – 1,2 et 1,22 – 1,43, respectivement. Le rapport  $(Tb/Yb)_N$  suggère que les TR lourdes sont un peu plus fractionnées que les TR légères, ce qui est cohérent avec leur compatibilité plus élevée pour les solides que pour les liquides. Les magmas basaltiques à andésitiques montrent généralement ce type de spectre (Rollinson, 1993; Winter, 2013). De façon générale, les spectres des TR des intrusions de BT sont relativement plats et ne montrent pas d'anomalie significative, sauf pour l'Eu. L'anomalie en Eu est principalement contrôlée par le fractionnement des plagioclases ; l' $Eu^{2+}$  va se substituer au  $Ca^{2+}$  lors de la cristallisation du plagioclase et créer une anomalie négative en Eu dans le liquide résiduel (Rollinson, 1993; Winter, 2013). A contrario, une anomalie positive en Eu témoigne généralement de l'accumulation de plagioclase dans une liquide magmatique. De telles anomalies sont représentées par les échantillons 14MV01 et 14MV02 qui possèdent un rapport  $(Eu/Eu^*)_N$  de 0,85 et 1,39, respectivement ( $Eu^* = \sqrt{[(Sm_N) \times (Gd_N)]}$ ). Les échantillons prélevés sur la zone T1 montre une légère anomalie négative en Eu alors que ceux provenant des zones 88 et T5 montrent une anomalie positive.



**Figure 4.4a** Spectres des terres rares pour les échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins normalisés aux valeurs des chondrites C1 (valeurs de normalisation tirées de Sun and McDonough, 1989). N/E-MORB : *Normal/Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalt* (tirées de Winter, 2013); **BABB** : *Back-Arc Basin Basalt* (tirées de Kim et al., 2003).

Pour la comparaison avec des basaltes de ride océanique (MORB), des éléments relativement mobiles et immobiles sont sélectionnés et les concentrations de ces éléments sont normalisées à la composition moyenne des MORB. Le diagramme (Figure 4.4b) et les valeurs de normalisation utilisées sont tirés de Pearce (1983). Les éléments les plus fortement incompatibles, et mobiles, sont les LILE (*Large-Ion Lithophile Element*), tels que Sr, K, Rb et Ba, leur degré d'incompatibilité augmentant vers la droite sur le diagramme multi-élémentaire. Les éléments plus compatibles, et relativement immobiles, sont les HFSE (Th à Yb) et se situent sur la droite du diagramme avec un degré d'incompatibilité relatif qui augmente vers la gauche (Pearce, 1983; Rollinson, 1993; Winter, 2013). Les éléments choisis sont pratiquement tous incompatibles pendant les processus de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée impliquant des roches de composition mafique à intermédiaire. Des exceptions sont cependant présentes, notamment pour le Sr, Y, Yb et le Ti, s'il y a cristallisation de plagioclase, de grenat ou d'oxydes à Fe-Ti, respectivement (Winter, 2013). D'autres éléments, comme le Zr et le P, peuvent être influencés par la formation de zircon et apatite, alors que des anomalies en Nb et Ta peuvent être le résultat de la cristallisation de rutile ou de titanite (Rollinson, 1993; Winter, 2013). L'enrichissement ou l'appauvrissement de certains éléments peuvent aussi être induits par d'autres processus que la cristallisation de certains minéraux, par exemple, des anomalies en Ba, Rb, Nb et Ta pouvant avoir été causées par du métasomatisme ou du magmatisme de zone de subduction.

L'échantillon 14MV01 est un bon exemple ; il présente des anomalies en Sr, Ti, Nb et Ta et est caractérisé par la cristallisation de plagioclases, d'ilménite, de rutile et de titanite (tel qu'observé en lame mince). L'anomalie en Sr concorde avec celle en Eu, ce qui démontre que des plagioclases ont été extraits du liquide. L'anomalie en Ti de cet échantillon peut aussi s'expliquer par une plus grande différenciation (Briqueu et al., 1984; Reagan et al., 2010), car cette anomalie ne se retrouve qu'au sein de cet

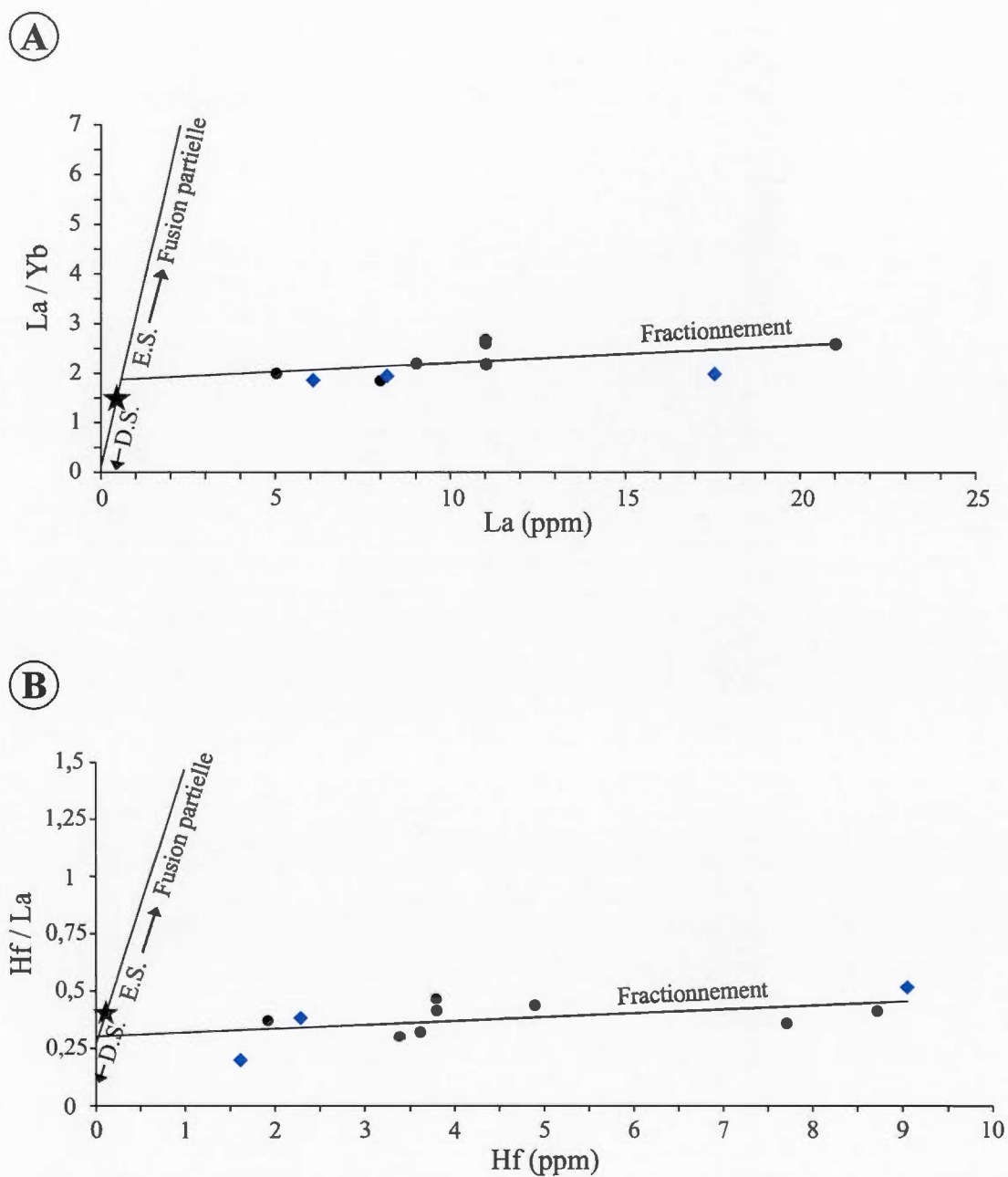


**Figure 4.4b** Diagrammes à multiéléments pour les échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins normalisés aux MORB (valeurs de normalisation tirées de Pearce, 1983). **OIB** : *Oceanic Island Basalt* et **IAB** : *Island-Arc Basalt* (Tirés de Winter, 2013). Voir Figure 4.7a pour la légende.



échantillon alors que les autres échantillons sont moins différenciés mais contiennent aussi des oxydes de Fe-Ti. Des anomalies négatives en Nb et Ta peuvent être causées par une contamination par une composante crustale lors des processus magmatiques (Rollinson, 1993; Winter, 2013). Bref, les anomalies ne sont donc pas toujours le résultat de la cristallisation fractionnée de certains minéraux et ne sont pas toujours aisément corrélables entre elles (Briqueu et al., 1984).

Lorsque les spectres des roches montrent une tendance similaire, ce qui est le cas pour les échantillons de BT, cela suggère qu'elles partagent le même processus magmatique (Rollinson, 1993; Winter, 2013). Comme les anomalies négatives en Nb-Ta sont présentes dans tous les échantillons de BT, il semble donc qu'il y ait eu une contamination de la ou des sources magmatiques à l'origine de ces intrusions. Certains rapports d'éléments permettent de vérifier si une série différenciée de roches ignées est issue d'une même source magmatique. Le rapport La/Yb, par exemple, augmente au sein d'une même série avec la différenciation progressive d'un magma basaltique, et ce parce que La est plus fortement incompatible que Yb (Rollinson, 1993; Mélançon et al., 1997). Sur un diagramme La vs La/Yb, de tels échantillons se répartiront donc sur une droite de fractionnement, ce qui est le cas pour les échantillons prélevés sur BT (Figure 4.5a). Le rapport Hf/La peut être utilisé au même titre que le rapport La/Yb, et le diagramme Hf vs Hf/La de la Figure 4.5b montre donc la même répartition pour les échantillons de BT. Les légères variations observables sur les diagrammes sont probablement le résultat de différents processus de fractionnement différentiel, c'est-à-dire par la cristallisation de certains minéraux plutôt que d'autres. La Figure 4.5 indique que la différenciation magmatique, probablement par cristallisation fractionnée d'une source magmatique faiblement enrichie en TR légères, est le principal facteur de contrôle pour les variations compositionnelles des intrusions retrouvées à BT.



**Figure 4.5** Diagrammes montrant le processus de différenciation des échantillons prélevés à Bellechasse-Timmins. **A.** La vs La/Yb et **B.** Hf vs Hf/La. **Cercle** : cette étude; **Losange** : Bédard (1995); **D.S.** : source chondritique appauvrie; **E.S.** : source chondritique enrichie; **Etoile** : valeur chondritique (Sun et McDonough, 1989).

#### 4.1.4. Environnement tectonique de formation

L'empreinte géochimique des roches mafiques peut servir à formuler des hypothèses quant à leur environnement de formation. La majorité des diagrammes de discrimination tectonique ont été comparés ou conçus par rapport à des roches volcaniques. Ils permettent tout de même d'émettre quelques hypothèses sur l'environnement tectonique de formation des intrusions présentes à BT puisque ce sont des équivalents intrusifs.

Dans le diagramme de la Figure 4.4a, l'échantillon 14MV01 montre des concentrations en TR atteignant 90 fois celles des chondrites, tandis que l'échantillon 14MV06, le moins différencié, montre des concentrations jusqu'à 20 fois les chondrites. Un tel cas de figure est souvent représentatif des magmas basaltiques d'îles océaniques (OIB) et des MORB enrichis (E-MORB) qui montrent des concentrations en TR de 20 à 100 fois celles des chondrites (Rollinson, 1993; Winter, 2013). Cependant, l'enrichissement en TR légères dans ces roches est généralement beaucoup plus important que celui observé dans les échantillons de BT, avec une pente négative des spectres des TR légères beaucoup plus marquée (Figure 4.4a). Ce phénomène est attribué à un appauvrissement en TR légères du manteau supérieur, dont la fusion est reliée à la formation des N-MORB (N : Normal), alors que la source des OIB et des E-MORB est considérée comme étant reliée à la présence d'une plume mantéllique, donc à une source plus profonde et enrichie (Winter, 2013). Dans le cas des échantillons de BT, le rapport La/Yb ne dépasse pas 2,68 alors que celui des OIB est généralement compris entre 4 et 12. De plus, le rapport La/Sm des échantillons de BT varie entre 1,43 et 1,86, les classant principalement dans le champ des T-MORB (T : Transitionnel), les N-MORB et les E-MORB possédant un rapport La/Sm inférieur à 1 et supérieur à 1.7, respectivement (Winter, 2013). Les valeurs en  $\text{TiO}_2$  des échantillons de BT sont aussi caractéristiques des E-MORB avec des

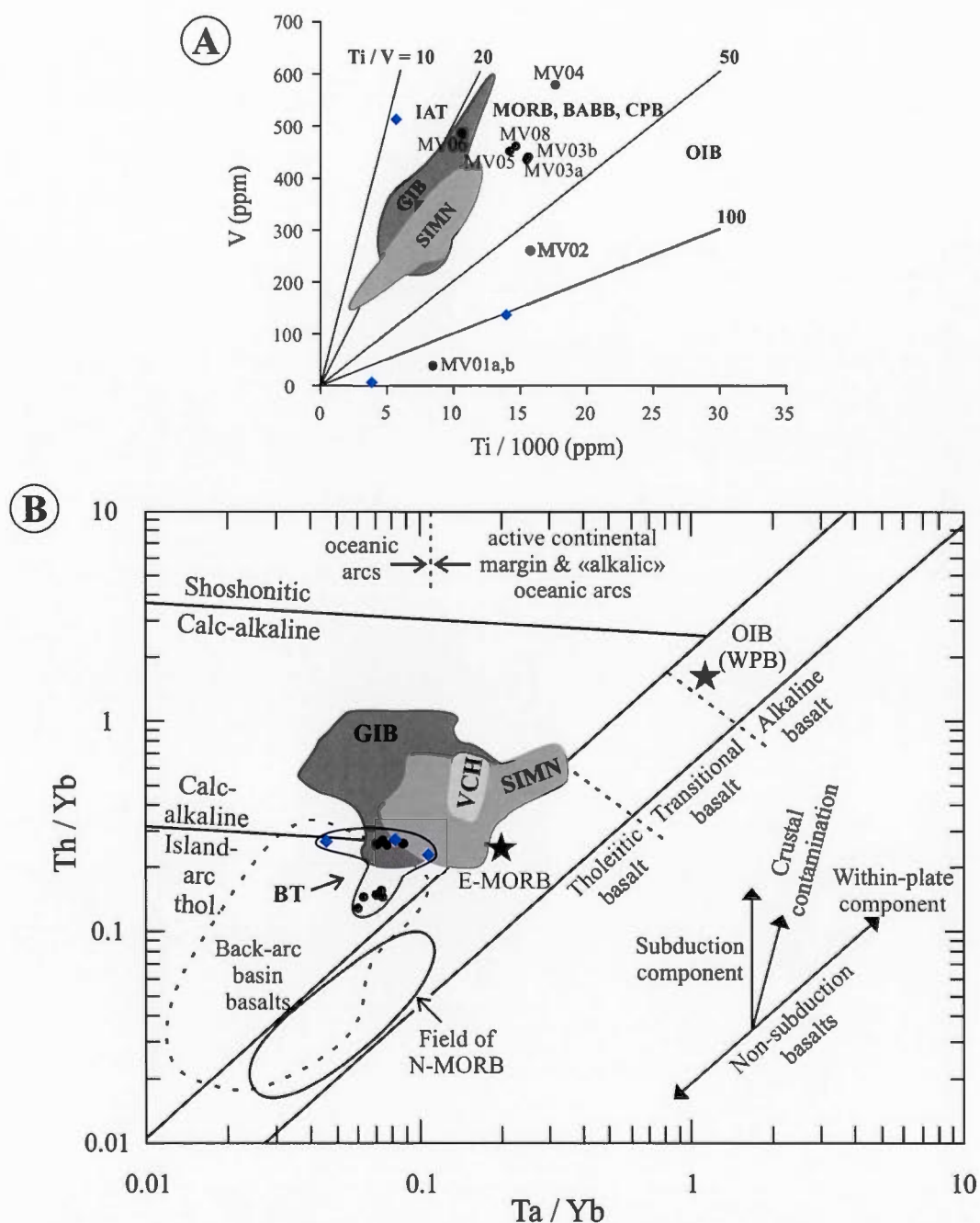
valeurs supérieures à 1. Il semble donc que, géochimiquement, les intrusions dioritiques de BT possèdent plus d'affinités avec des T-, voir des E-MORB, qu'avec des OIB.

Sur le diagramme multi-élémentaire de la Figure 4.4b, les concentrations en élément mobile sont fonction du comportement des phases fluides, tandis que les concentrations en éléments immobiles sont contrôlées par la chimie de la source et par l'équilibre solide-liquide durant l'évolution magmatique (Pearce, 1983; Rollinson, 1993; Winter, 2013). Ainsi, les spectres des éléments immobiles (HFSE) des échantillons de BT s'apparentent à des basaltes de bassin arrière-arc (BABB). Ce type de basaltes est principalement caractérisé par des anomalies négatives en Nb-Ta et les spectres des HFSE sont généralement plats avec des concentrations pouvant atteindre jusqu'à six fois celles des MORB. Ces concentrations élémentaires et anomalies permettent ainsi d'exclure l'affinité des échantillons de BT avec les MORB et les OIB. Les basaltes d'arc insulaires (IAB) ont des concentrations en HFSE qui sont plus faibles voire inférieures à celles des MORB (Figure 4.4b).

Dans le cadre de notre analyse géochimique, plusieurs diagrammes discriminants ont été utilisés et couplés à l'étude des spectres de TR et des éléments incompatibles décrits précédemment. Ces diagrammes ont aussi été choisis, pour fin de comparaison, en fonction de ceux ayant été couramment utilisés pour les différentes suites ignées des Appalaches du nord du Vermont et du sud du Québec.

Le diagramme proposé par Shervais (1982), basé sur le rapport  $Ti/V$ , permet de discriminer différents basaltes, tels que les IAB, les MORB/BABB et les OIB (Figure 4.6a). Les échantillons de BT ont un rapport  $Ti/V$  compris entre 22 et 60, sauf pour l'échantillon 14MV01 dont ce rapport atteint une valeur de plus de 220 (anomalie négative en Ti).





**Figure 4.6** Diagrammes de discrimination tectono-magmatique : A. Ti/1000 vs V (Shervais, 1982); B. Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce, 1983). Cercle : cette étude; Losange : Bédard (1995); VAB : Basalte d'arc volcanique; MORB : Basalte de ride océanique; VCH : Volcanites de Coburn Hill; SIMN : Suite intrusive du Mont-Norris; GIB : Groupe de Bolton. Données tirées de Kim et al., 2003 (VCH, SIMN), Mélançon et al., 1997 (GIB).

Des rapports Ti/V compris entre 20 et 50 sont compatibles avec un environnement de ride océanique, de bassin arrière-arc ou de basaltes continentaux. Le contexte régional et les diagrammes précédents, ayant déjà permis d'éliminer les basaltes continentaux et les MORB, les magmas à l'origine des intrusions de BT s'apparentent plus à un environnement de type BABB. Le diagramme Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce, 1983) montre que les échantillons de BT ont des affinités avec les roches tholéitiques et calco-alcalines d'arc volcanique (Figure 4.6b). Sur ce diagramme, les échantillons de BT s'alignent sur une droite traduisant une plus grande variation du ratio Th/Yb que du ratio Ta/Yb, c'est-à-dire une droite quasiment verticale (Figure 4.6b). Ce type de distribution témoigne d'un enrichissement et d'une contamination crustale liée à la présence d'une zone de subduction lors de la formation des magmas (Pearce, 1983), les échantillons BT occupant tous le champ des IAT et des BABB.

#### 4.2 Géochimie des altérations hydrothermales

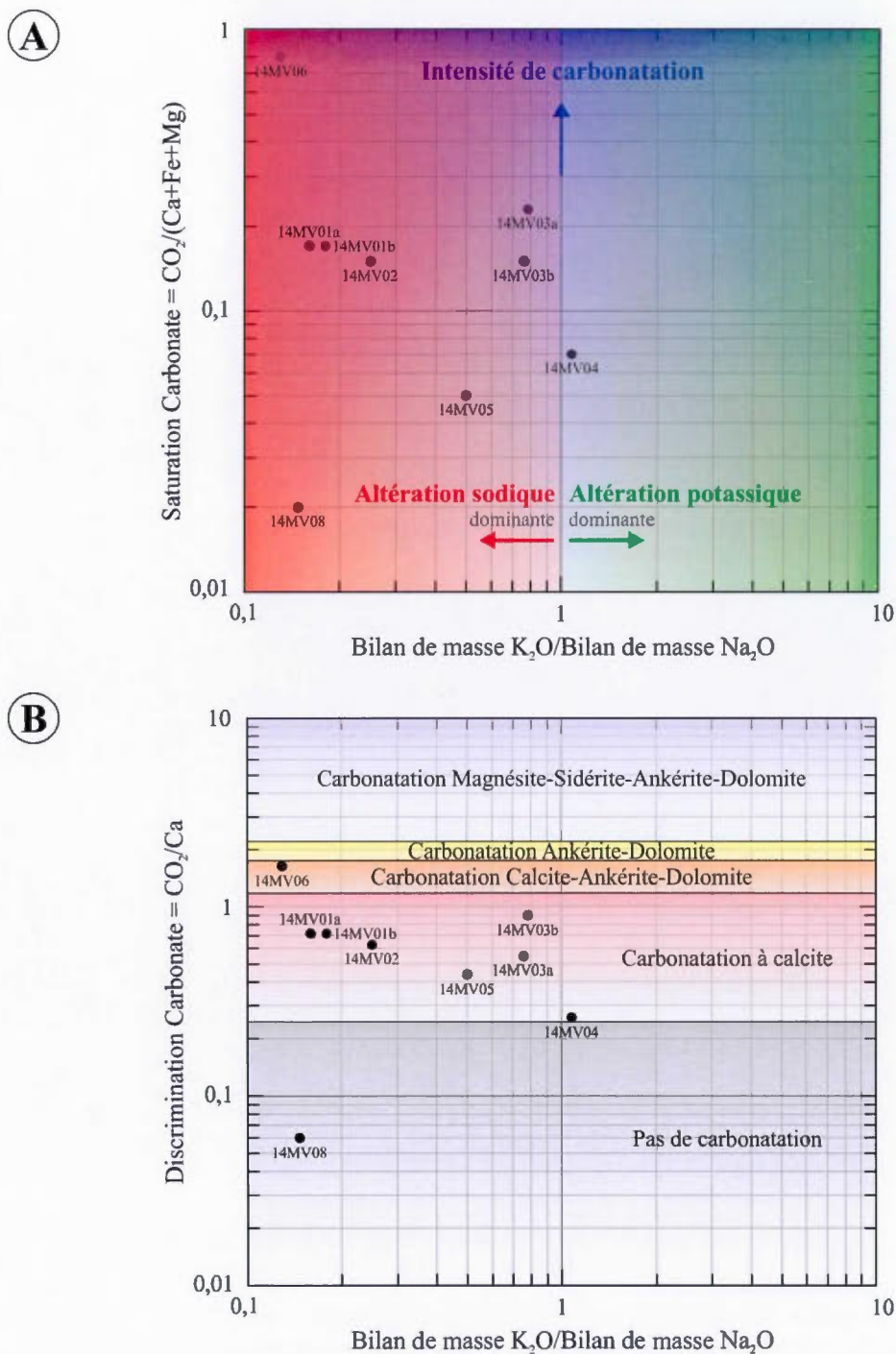
Les changements géochimiques reflètent la mobilité des éléments chimiques au sein d'une roche après sa formation, qui sont souvent causés par interaction avec un fluide métamorphique et/ou minéralisateur (Rollinson, 1993; Winter, 2013). Plusieurs méthodes ont été proposées afin d'évaluer la remobilisation durant le métamorphisme et/ou l'activité hydrothermale, permettant ainsi de mettre en évidence les processus d'altération et/ou de métasomatisme qu'auraient pu subir les différents échantillons.

Les éléments majeurs tels que  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  et  $SiO_2$  sont connus pour être mobiles lors de processus secondaires. Afin d'évaluer cette mobilité, et ainsi caractériser l'altération, le calcul numérique d'un indice d'altération (IA) est possible selon la formule :

$$IA = 100 \times \frac{MgO+K_2O}{MgO+K_2O+CaO+Na_2O} \quad (\text{Hashiguchi et al., 1983})$$

Pour des indices compris entre 28 et 34 (i.e.  $36 \pm 8$ ), la roche peut être considérée comme relativement inaltérée (Hashiguchi et al., 1983). Cet indice a été mesuré pour les différents échantillons sélectionnés (voir Annexe A) ; il varie entre 22,4 et 42 (moyenne = 31,2 ; médiane = 31,7 ; déviation standard = 5,8) pour les 7 échantillons analysés sur le gîte de Bellechasse-Timmins. Selon cet indice, seul l'échantillon 14MV01 est considéré comme étant altéré avec un indice de 22,4. La déviation standard étant assez importante, d'autres outils de caractérisation des altérations proximales associées aux gisements d'or ont été appliqués.

Les altérations dominantes en contexte aurifère sont la carbonatation, l'altération potassique et l'altération sodique (Groves et al., 2003; Dubé et Gosselin, 2007). L'outil qui permet de quantifier et de qualifier ces trois altérations est basé sur la saturation ( $CO_2/(Ca+Fe+Mg)$ ) et la discrimination ( $CO_2/Ca$ ) des carbonates ainsi que sur les bilans de masse  $K_2O$  et  $NaO$ . Il s'agit d'un outil développé par le Consorem (Consortium de recherche en exploration minérale), qui est indépendant des lithologies et permet une meilleure estimation des transferts de matière au sein des roches (Trépanier, 2011; Bigot, 2015). Sur la Figure 4.7, le rapport des bilans de masse  $K_2O/NaO$  est inférieur à 1, excepté pour l'échantillon 14MV04 (i.e. 1,08). C'est donc l'altération sodique qui domine au sein des échantillons de BT, tel qu'observé en lame mince. Les échantillons 14MV06, 14MV08, 14MV01 et 14MV02 sont fortement albitisés comparativement aux autres (Figure 4.7a). Ils représentent l'intrusion principale des zones T1/88 et l'échantillon de diorite cisailée et le gabbro épidotisé (Tableau 4.1). La carbonatation est, quant à elle, quantifiée de faible à modérée et est principalement matérialisée par la cristallisation de calcite aussi observable en lame mince (Figure 4.7b). L'échantillon 14MV08 semble ne pas avoir subi la carbonatation.



**Figure 4.7** A. Discrimination et intensité des altérations potassique, sodique et à carbonate des échantillons intrusifs altérés prélevés à Bellechasse-Timmins. B. Type de carbonate en fonction des altérations. Modifiés de Bigot (2015).



### 4.3 Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

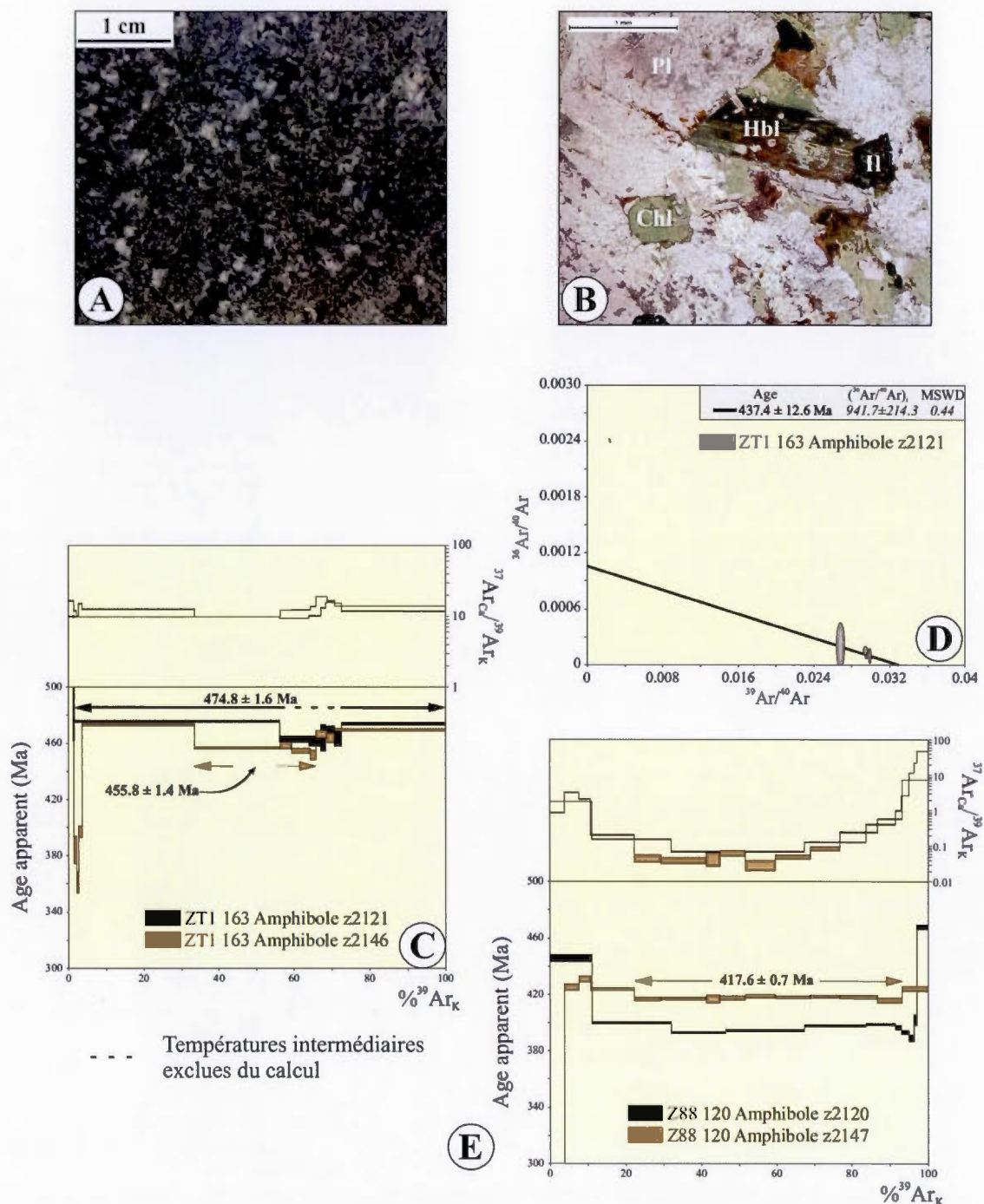
#### 4.3.1 Description des échantillons

Dans le but de mieux contraindre la mise en place des intrusions et de la minéralisation, deux échantillons ont été sélectionnés pour des analyses isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphiboles. Le premier échantillon (ZT1-163) a été prélevé dans la diorite principale sur la zone T1 au sein du forage BD2011-163, à 385,3 mètres de profondeur. Le second échantillon (Z88-120) a été prélevé sur la zone 88 au sein du forage BD2010-120 à 26,7 mètres de profondeur.

Les amphiboles z2121 et z2146 proviennent d'une diorite faiblement déformée (ZT1-163) qui présente une couleur verdâtre, des grains fins à moyens et une texture glomérporphyrique. Cette diorite est principalement composée de plagioclase, hornblende, chlorite et quartz (Figure 4.8a). L'échantillon Z88-120, duquel proviennent les amphiboles z2120 et z2147, est de même composition générale (Figure 4.8b). Il est caractérisé par la présence de grains fins à moyens, localement grossiers, et est de couleur gris-verdâtre.

#### 4.3.2 Procédures analytiques

Les échantillons ont été broyés et lavés. Les grains d'amphibole ont été triés à la main et séparés à partir de fractions de roche concassée de 0,25 à 1 millimètre en utilisant un microscope binoculaire. Ils ont ensuite été envoyés au Laboratoire de datation isotopique de l'université de Rennes I (France).



**Figure 4.8** A. et B. Photographie et microphotographie des échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphibole; C. Spectre  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des amphiboles analysées au sein de l'échantillon ZT1-163; D. Traitement isochrone de l'amphibole z2121 (ZT1-163); E. Spectre  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des amphiboles analysées au sein de l'échantillon Z88-120.

La préparation des échantillons et la procédure analytique utilisées pour les mesures de chauffage par étape (*fusion step-heating*) sont décrites en détail par Ruffet et al., (1991, 1995) et Castonguay et al., (2001, 2007). Les résultats analytiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sont décrits ci-dessous.

#### 4.3.3 Résultats

Les spectres de fusion des amphiboles z2121 et z2146 de l'échantillon ZT1-163, montrent une perturbation post-cristallisation initiale dont il n'a pas été possible de déterminer l'âge (Figure 4.8c). Leur rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  indique que les amphiboles sont calciques et relativement homogènes, tel que constaté en lames minces. L'âge de cristallisation initiale, ou de refroidissement, de l'amphibole z2121 donne un âge à  $474,8 \pm 1,6$  Ma, alors que l'amphibole z2146 livre un âge apparent à  $455,8 \pm 1,4$  Ma. La forme concave, et en escalier, de ces spectres peut être attribuée à l'incorporation d'argon externe durant la cristallisation, à la recristallisation partielle de l'amphibole, ou encore à la réouverture du système isotopique, des phénomènes couramment invoqués en datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de muscovites (e.g. Ruffet et al., 1995; Castonguay et al., 2001; Alexandrov et al., 2002) et d'amphiboles (e.g. Malo et al., 2008). Le calcul d'un âge isochrone, à partir d'une estimation du rapport ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ) pour l'amphibole z2121, fournit un âge de  $437,4 \pm 12,6$  Ma (Figure 4.8d).

Pour un calcul d'âge isochrone, le rapport ( $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> de l'échantillon est supposé égal au rapport atmosphérique (i.e. ( $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> = 298,56), lorsque celui-ci est non affecté par de l'excès d'argon (Hayatsu et Carmichael, 1977; Ruffet et al., 1995). Dans ce cas ci, le rapport ( $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> de l'amphibole z2121 est égal à  $941,7 \pm 214,3$  et suggère donc qu'il y aurait eu incorporation d'argon externe lors de la cristallisation ou du refroidissement de l'échantillon ZT1-163 bien que les amphiboles ne montrent

aucune variation de composition chimique (Harrison et McDougall, 1981; Ruffet et al., 1995; Kelley, 2002). Un excès d'argon a tendance à vieillir les âges calculés à partir des analyses. La forme concave des spectres est donnée par des âges apparents plus vieux aux extrémités, l'âge réel de l'échantillon correspondant plutôt approximativement au niveau de la base de la forme en selle des spectres (Harrison et McDougall, 1981; Ruffet et al., 1995; Kelley, 2002). Ainsi, l'amphibole z2146 présente un âge apparent à  $455,8 \pm 1,4$  Ma, un âge pour lequel l'excès d'argon a été pris en compte (Ruffet, communication personnelle, Octobre 2015), qui représente une meilleure estimation de l'âge de cristallisation initiale (ou de refroidissement) de cet échantillon.

Les amphiboles sélectionnées au sein de l'échantillon Z88-120 ont un rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  qui est plutôt faible aux étapes de moyennes températures de dégazage (Figure 4.8e). Cela suggère que ces amphiboles ont évolué entre un pôle très calcique, que l'on observe à haute température de fusion, et un pôle peu calcique, ou plus potassique, qui représente la majorité des étapes de dégazage aux moyennes températures. L'amphibole z2147 fournit un âge apparent à  $417,6 \pm 0,7$  Ma, la forme concave du spectre d'âge (Figure 4.8e) est probablement le résultat d'un mélange entre deux phases ayant pratiquement le même âge (Castonguay et al., 2001; Alexandrov et al., 2002). Les variations du rapport  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$  (i.e.  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O} = ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \times 2,179$ ; Deckart et al., 1997) sont corrélables avec les variations d'âges apparents. Le rapport est plus élevé, et semble représenter le dégazage de l'amphibole (i.e. contenant du Ca), lorsque les âges apparents sont plus vieux. Selon Castonguay et al. (2001), ceci pourrait correspondre à l'âge de cristallisation. L'amphibole z2147 serait donc plus jeune que l'âge de l'échantillon ZT1-163 (i.e.  $455,8 \pm 1,4$  Ma). Pour les moyennes températures, le faible ratio  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$  et les âges apparents plus jeunes, sont probablement reliées à la croissance de minéraux secondaires (d'altération ?) pauvres en Ca et/ou riche en K (biotite, muscovite) (Castonguay et al., 2001). Si tel



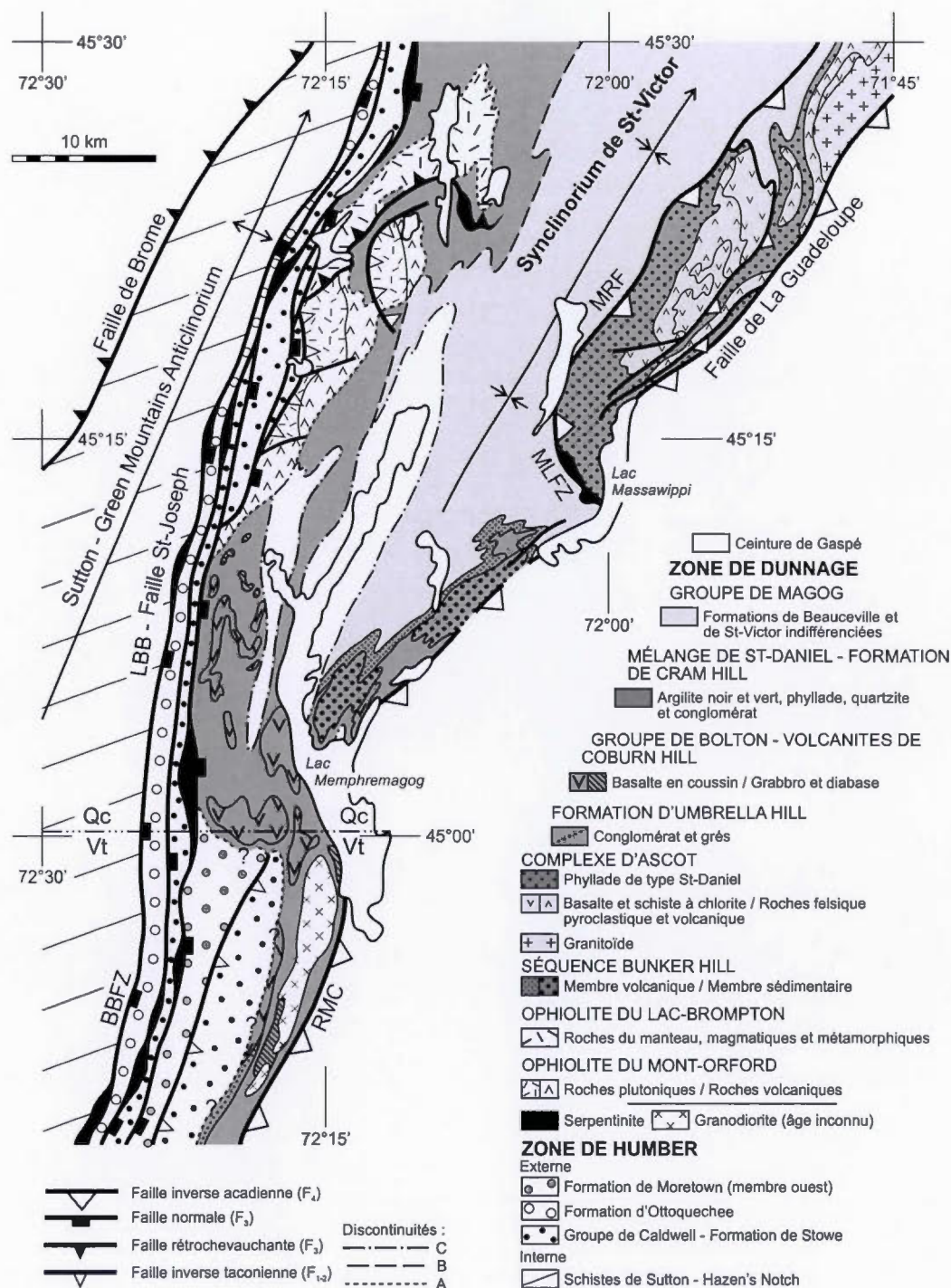
est le cas, l'âge plateau à  $417,6 \pm 0,7$  Ma fournit une estimation par excès de cette cristallisation et, par conséquent, l'âge de cristallisation d'une phase minérale tardive (Castonguay et al., 2001; Daoudene, 2011). Les observations pétrographiques n'ont cependant pas permis d'identifier précisément la phase minérale responsable de cette perturbation mais des feuillets de micas blancs ont été observés localement au sein de la lame.

#### 4.4 Interprétations et discussion

##### 4.4.1 Âges isotopiques

L'âge du Groupe de Magog est contraint par la présence de graptolites (i.e. *N. Gracilis* et *D. foliaceus*) dans les formations de Beauceville et de Saint-Victor qui lui confère un âge Ordovicien précoce (i.e. Sandbien) (Cousineau et St-Julien, 1994). Un tuf felsique de la Formation de Beauceville, l'unité stratigraphique par dessus la Formation d'Etchemin, a livré un âge U-Pb sur zircon à ca.  $462 \pm 5/-4$  Ma (David et Marquis, 1994; Marquis et al., 2001) et les datations U-Pb sur zircon détritique du sommet de la Formation de Saint-Victor à ca.  $424 \pm 6$  Ma (De Souza et al., 2014). Il semblerait donc que la mise en place des intrusions dioritiques soit pré-Saint-Victor. De plus, selon les évidences de terrain, aucune intrusion de ce type ne recoupe la Formation de Saint-Victor. Seuls des dykes de composition dioritique, inférieurs à un mètre d'épaisseur, sont présents à la base de celle-ci (Cousineau, 1990). Un âge de cristallisation (ou de refroidissement) à ca.  $455,8 \pm 1,4$  Ma pour les intrusions de diorite du gîte de BT représente donc une contrainte qui est, à priori, cohérente avec le dépôt et la formation des roches encaissantes de la Formation d'Etchemin.

Régionalement, le Groupe de Magog repose sur le Mélange de Saint-Daniel dont l'âge est contraint entre 465 et ca. 455 Ma (Tremblay et al., 2011). De Souza et al. (2014) ont proposé un modèle tectonique pour les Appalaches du sud du Québec selon lequel le magmatisme d'arc présent le long de la marge laurentienne aurait été pénécemporain de l'étape finale (ca. 465–455 Ma) de mise en place des ophiolites durant l'orogénie Taconienne, et par conséquent de la formation du Mélange de Saint-Daniel. Ce magmatisme a été attribué à l'introduction de matériel continental appartenant à Laurentia au sein de la zone de subduction taconienne; la contamination crustale des magmas d'arc et la délamination de la plaque subduite étant considérées comme des paramètres favorables au soulèvement d'orogènes et la génération de magmas mafiques par remontée asthénosphérique (Brown et al., 2011; De Souza et al., 2014). Il s'agit d'un mécanisme déjà proposé pour la Suite intrusive du Mont-Norris (SIMN) encaissé dans les formations de Stowe, Moretown et Cram Hill, et des roches volcaniques de la Formation de Coburn Hill (VCH) dans le nord du Vermont (Figure 4.9) (Kim et al., 2003; De Souza et al., 2014). Le même phénomène pourrait aussi expliquer la formation des basaltes du Groupe de Bolton, affleurant au sein du Mélange de Saint-Daniel, et qui est d'ailleurs corrélé avec le SIMN (Figure 4.9) (Mélançon et al., 1997; Kim et al., 2003; De Souza et al., 2014; Tremblay et al., 2015). Stratigraphiquement, ces séries magmatiques se situent sous les roches du Groupe de Magog et sont donc, en principe, plus vieilles que les intrusions dioritiques du gîte de BT. L'âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  livré par l'échantillon ZT1-163 à  $455,8 \pm 1,4$  Ma permet donc de proposer que la source magmatique à l'origine des intrusions de BT a elle aussi été générée lors de la remontée asthénosphérique présumément associée aux laves de Bolton. Afin de vérifier cette hypothèse, la signature géochimique des roches magmatiques de BT est comparée, dans la section suivante, à celle des suites magmatiques ordoviciennes du nord du Vermont et du sud du Québec.



**Figure 4.9** Carte géologique des Appalaches du sud du Québec (région de l'Estrie) et du nord du Vermont montrant les corrélations entre la Suite intrusive du Mont-Norris (encaissée dans les formations de Stowe, Moretown et Cram Hill), les volcanites de Coburn Hill et le Groupe de Bolton. Modifiée de De Souza et al. (2014).



L'âge plateau de l'échantillon Z88-120, à  $417,6 \pm 0,7$  Ma, témoigne possiblement d'un évènement thermique et/ou hydrothermal Silurien qui aurait permis la recristallisation des amphiboles z2120 et z2147. Dans le sud du Québec, l'effondrement gravitaire (?) de l'orogène Taconien, contemporain de l'activation de failles normales (telles que la faille Saint-Joseph ; Perrot, 2014) et de la formation de la fosse de Connecticut-Valley Gaspé sont d'âge Silurien tardif-Dévonien précoce et se serait amorcé vers 425-420 Ma (Tremblay et Pinet, 2005). Selon Castonguay et al. (2007), les principaux incréments de mouvements normaux le long de la ligne Baie Verte-Brompton et de la faille Saint-Joseph seraient à ca. 417–405 Ma. Ces structures auraient aussi favorisé l'exhumation progressive de la zone de Humber interne (Castonguay et al., 2001) et auraient été contemporaines d'une intense circulation hydrothermale. Une hypothèse viable, en ce qui concerne la perturbation thermique à ca. 417 Ma de certains spectres d'âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , serait donc que cet hydrothermalisme aurait pu permettre la réouverture du système isotopique et la réinitialisation totale sur certaines amphiboles de la région d'étude. Ce qui pourrait aussi être une hypothèse quant à l'hydrothermalisme responsable de la minéralisation en or du gîte de BT.

#### 4.4.2 Comparaison géochimique avec différentes suites magmatiques du nord du Vermont et du sud du Québec

Les échantillons de roches intrusives de BT ont été comparés à différentes suites magmatiques des Appalaches du nord du Vermont et du sud du Québec soit (1) la Suite intrusive du Mont-Norris, (2) les volcanites de Coburn Hill, et (3) le Groupe de Bolton. La Suite intrusive du Mont-Norris (SIMN) et les volcanites de Coburn Hill (VCH) sont deux séries co-magmatiques appartenant à la ceinture de Rowe-Hawley au Vermont. (Figure 4.9). Elles sont d'âge Ordovicien et constituées d'intrusions



mafiques et de basalte en coussin, respectivement (Kim et al., 2003; De Souza, 2012). Les VCH ont été corrélées avec les basaltes du Groupe de Bolton et sont encaissées par des phyllades noires qui sont corrélatives du Mélange de Saint-Daniel dans le sud du Québec (Kim et al., 2003; De Souza, 2012). Les roches mafiques de la SIMN et des VCH sont de composition tholéiitique et varient de basaltique à andésitique. Ces roches sont enrichies en TR légères et LILE avec des rapports La/Yb et Hf/La compris entre 1,5 – 4,5 et 0,2 – 0,5, respectivement (Kim et al., 2003). Les analyses de la SIMN indiquent des anomalies négatives en Nb-Ta, caractéristiques d'une contamination crustale tel que suggéré par l'enrichissement en LILE. Sur un diagramme Ta/Yb vs Th/Yb (Figure 4.6b), les échantillons de la SIMN et des VCH occupent le même champ compositionnel, témoignant ainsi d'une même source mantellique qui, selon Kim et al. (2003), correspond à un environnement arrière-arc.

Dans le sud du Québec, le Groupe de Bolton (GB) est une série magmatique syn- à tardi-taconienne caractérisée par des basaltes en coussin recoupés par des diabases et intrusions gabbroïques co-génétiques (Mélançon et al., 1997). Les roches volcaniques du GB sont des basaltes et andésites tholéiitiques (Mélançon et al., 1997; De Souza, 2012). Comme pour les suites magmatiques du nord du Vermont (SIMN et VCH), elles sont caractérisées par un enrichissement en TR légères et en LILE, avec des rapports La/Yb et Hf/La similaires. Les laves de Bolton présentent aussi des anomalies négative en Nb-Ta, cohérentes avec une contamination crustale dans la genèse de ces roches (Kim et al., 2003; De Souza, 2012). Mélançon et al. (1997) interprètent les roches du GB comme des T-MORB issus de la formation de l'océan Iapétus et qui auraient été tectoniquement incorporés au sein du Mélange de Saint-Daniel. Les travaux de De Souza et al. (2014) et Tremblay et al. (2015) ont cependant montré que ces roches ne forment pas des écailles tectoniques mais plutôt des coulées volcaniques concordantes au sein du Mélange de Saint-Daniel, tel qu'originellement proposé par Doolan et al. (1982), invalidant ainsi le modèle de Mélançon et al.

(1997). La composition des laves du GB est cependant cohérente avec l'interprétation de Kim et al. (2003) pour les roches corrélatives du Vermont, soit une formation en contexte de « suprasubduction ». Sur un diagramme Ta/Yb vs Th/Yb, les laves du GB occupent le même champ que les échantillons de la SIMN et des VCH (Figure 4.6b), suggérant ainsi qu'elles pourraient être issues de processus pétrogénétiques semblables.

Les intrusions de BT montrent la même gamme de composition (i.e. andésite-basaltique à andésitique) que la SIMN, les VCH et le GB. Plusieurs critères géochimiques suggèrent une origine commune entre ces différentes suites qui se seraient donc toutes formées en contexte de « suprasubduction ». Ces critères sont (1) un enrichissement en LILE et des anomalies négatives en Nb-Ta que l'on retrouve sur les diagrammes multi-élémentaires ; (2) des évidences d'une contamination de type « suprasubduction » soulignée par la distribution des analyses sur un diagramme Ta/Yb versus Th/Yb ; et (3) un faible enrichissement en TR légères, une caractéristique commune aux environnements d'arcs volcaniques. Les roches intrusives de BT sont cependant plus différenciées que les suites magmatiques comparées (i.e. des teneurs jusqu'à 90 fois celles des chondrites). Cette plus grande différenciation pourrait s'expliquer par une position stratigraphique distincte des suites magmatiques du sud du Québec et nord du Vermont ; les roches intrusives de BT étant évidemment plus jeunes, la source magmatique présumée aurait eu le temps d'évoluer en termes de composition et une contamination crustale plus importante aurait pu s'installer et permettre de générer des liquides magmatiques plus évolués.

D'un point de vue tectonique, Kim et al. (2003) invoque une inversion de la polarité de la zone de subduction durant l'orogénie Taconienne pour justifier la présence d'un magmatisme de type BABB à ce niveau stratigraphique. Cependant, tel que décrit dans la partie précédente, De Souza et al. (2014) propose la délamination de la

lithosphère subductée plongeante vers le SE et la génération de magmas mafiques par remontée asthénosphérique. Cet environnement tectonique aurait pu fournir les mêmes caractéristiques géochimiques que celles décrites pour les différentes suites magmatiques du Vermont et du sud du Québec. La signature géochimique commune des différentes suites magmatiques est donc cohérente avec les résultats obtenus pour les analyses isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  effectuées sur l'échantillon ZT1-163 qui fournissent un âge de cristallisation (ou de refroidissement) à  $455,8 \pm 1,4$  Ma.

## CHAPITRE V

### ANALYSE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DU GÎTE DE BELLECHASSE-TIMMINS

Régionalement, le gîte de BT se situe sur le flanc SE du synclinorium de Saint-Victor qui est matérialisé par une succession d'anticlinaux et de synclinaux légèrement à fortement déversés vers le NO (Gauthier et al., 1987; Tremblay et St-Julien, 1990). Le synclinorium de Saint-Victor est limité par la LBB au NO et par la faille de La Guadeloupe au SE (Cousineau et Tremblay, 1993). La LBB est matérialisée, en Beauce, par un chevauchement pré-Acadien dirigé vers le SE (Schroetter et al., 2005; De Souza et Tremblay, 2010; Tremblay et al., 2015). La faille de La Guadeloupe est une faille inverse acadienne qui, en Beauce, est caractérisée par une composante en décrochement dextre (Cousineau et Tremblay, 1993). L'étude structurale réalisée sur le décapage de BT a permis d'identifier différentes fabriques tectoniques. Celles-ci incluent une schistosité  $S_1$  reliée à la phase de déformation  $D_1$ , qui est présente au sein du Groupe de Magog et génétiquement associée à l'orogénie Acadienne du Dévonien moyen (Cousineau et Tremblay, 1993; Figueiredo, 1999; Tremblay et al., 2000; Marquis et al., 2001). Des plis  $P_1$ , associés à  $D_1$ , sont présents dans la Formation d'Etchemin (Figueiredo, 1999; Marquis et al., 2001).

Une phase de déformation « tardive » et locale, matérialisée par des cisaillements ductiles-cassants et des failles mineures, a aussi affecté les lithologies affleurant sur le gîte de BT (Figueiredo, 1999; Marquis et al., 2001). Les veines de quartz qui se sont mises en place due à une activité hydrothermale contemporaine de la déformation et du métamorphisme régional, sont classées en différentes familles, en fonction de leur

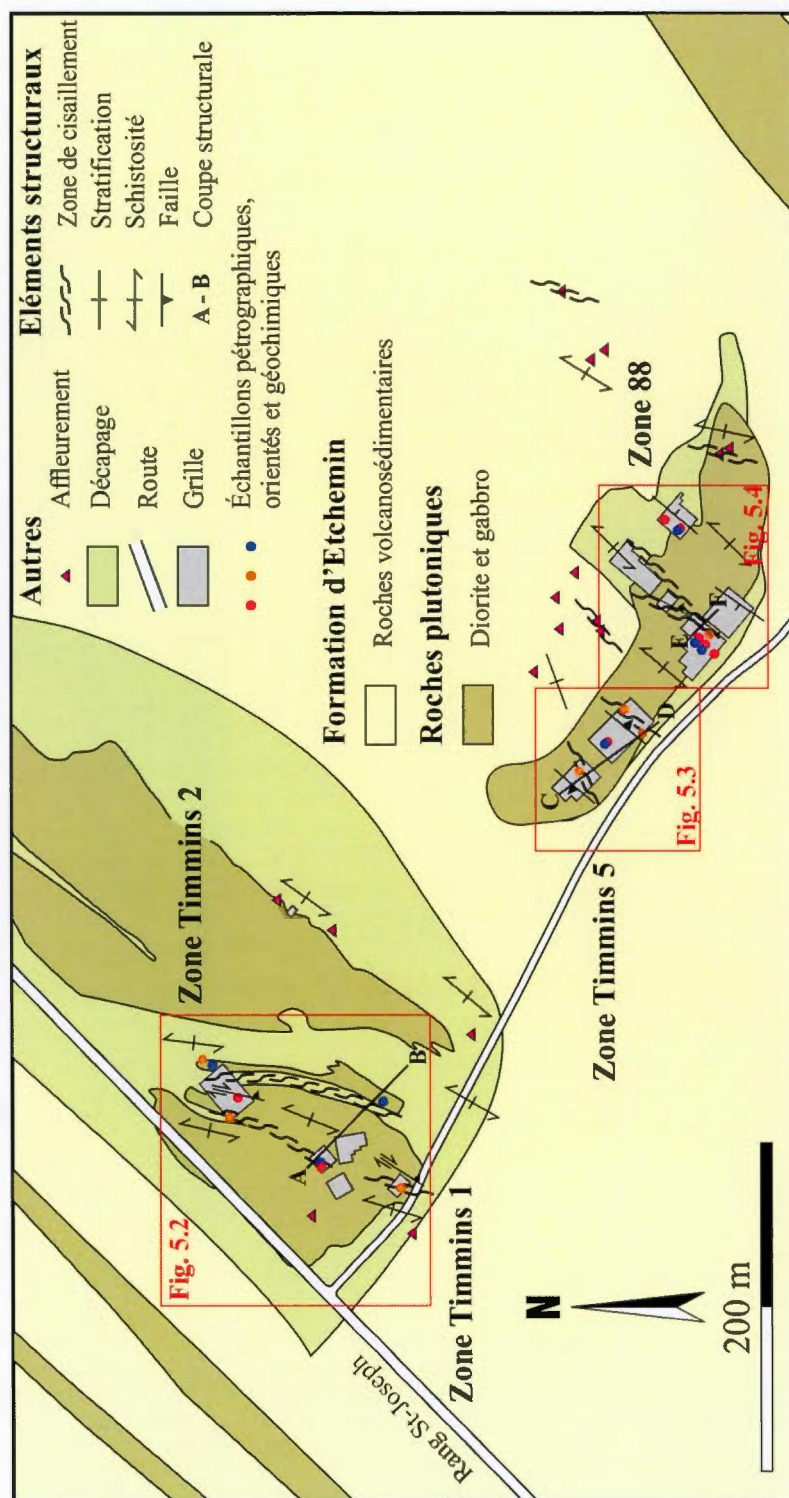


orientation, leur géométrie et leur texture. Grâce aux différents éléments structuraux observés à BT, il a été possible de proposer une chronologie relative quant aux événements de déformation, de métamorphisme et d'hydrothermalisme reliés à la minéralisation aurifère.

L'analyse structurale présentée ci-dessous est basée sur 13 grilles ayant fait l'objet d'une cartographie détaillée à l'échelle 1:200 (Figure 5.1). Certains affleurements situés à l'extérieur de ces grilles ont aussi fait l'objet d'une cartographie détaillée à cause d'un intérêt structural particulier. Plusieurs échantillons orientés ont été prélevés en bordure et au cœur de certaines zones de cisaillement et des lames minces ont été réalisées perpendiculairement à la schistosité et parallèlement aux linéations afin de caractériser les variations d'intensité de la déformation et de valider ou déterminer la cinématique des structures macroscopiques. Les Figures 5.2, 5.3 et 5.4, qui ciblent les différentes zones cartographiées, ont été intégrées au texte plutôt qu'en annexe pour une meilleure visualisation des différents éléments qui les composent.

### 5.1. Structures planaires

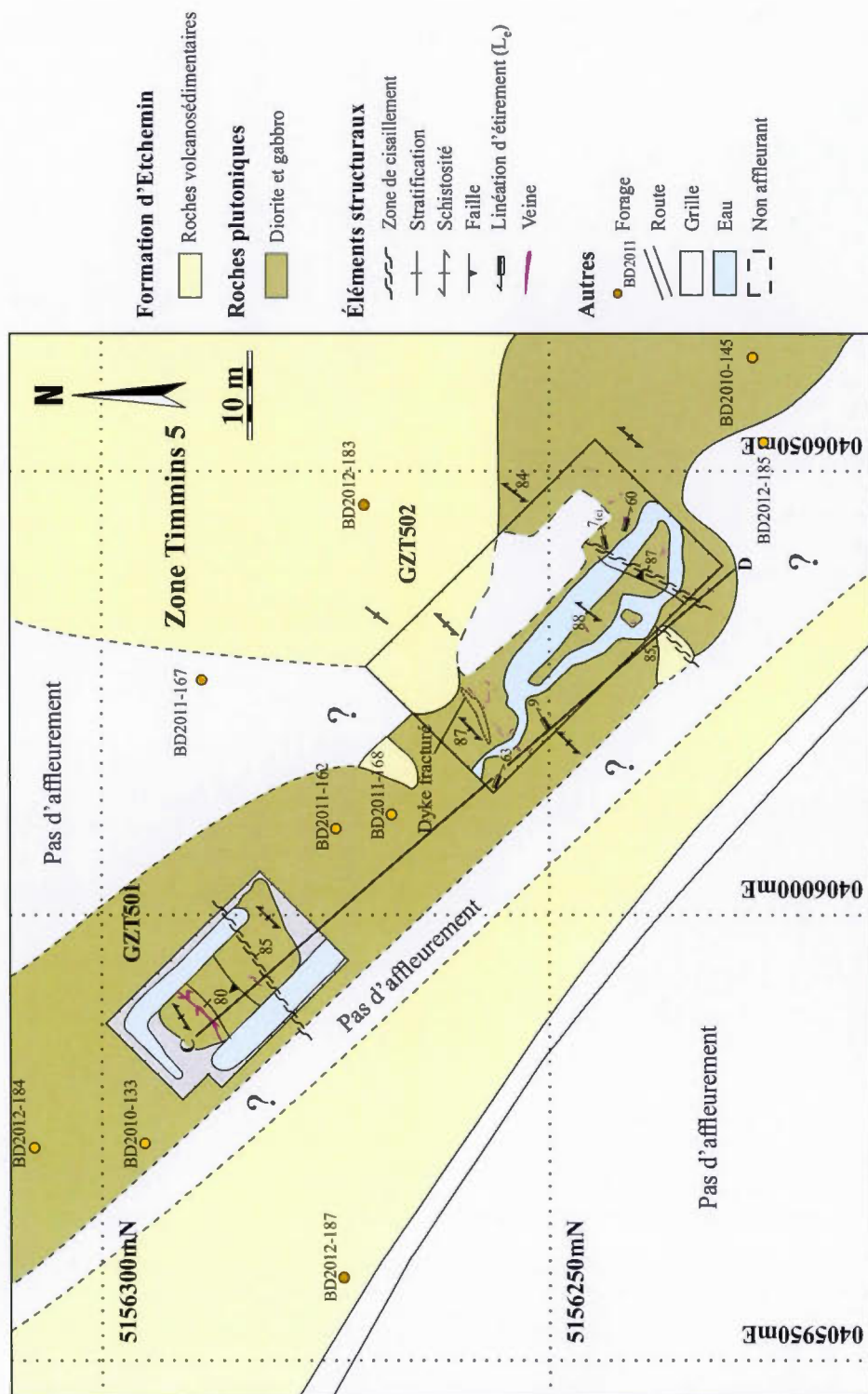
Les surfaces de stratification ( $S_0$ ) primaire sont le mieux préservées au sein des zones T5 et 88 (Figures 5.1, 5.3 et 5.4). La stratification montre un fort pendage ( $70-90^\circ$ ) vers le NO ou le SE (Figure 5.5a). Elle est soulignée par des contacts nets entre différents bancs sédimentaires (Figure 5.5b), et par des laminations parallèles marquées par une alternance de lamines plus foncées et de lamines plus claires. La polarité sédimentaire est généralement visible au sein de bancs de grès volcanoclastiques qui montrent un granoclassement constant plutôt bien développé (Figure 5.5c). La polarité est variable, généralement normale vers le NO et localement dirigée vers le SE.



**Figure 5.1** Carte simplifiée des zones découpées du gîte de Bellechasse-Timmins exposant les différentes zones, l'emplacement des grilles d'études et des affleurements ainsi que la localisation des échantillons et les principales structures observées sur le terrain.

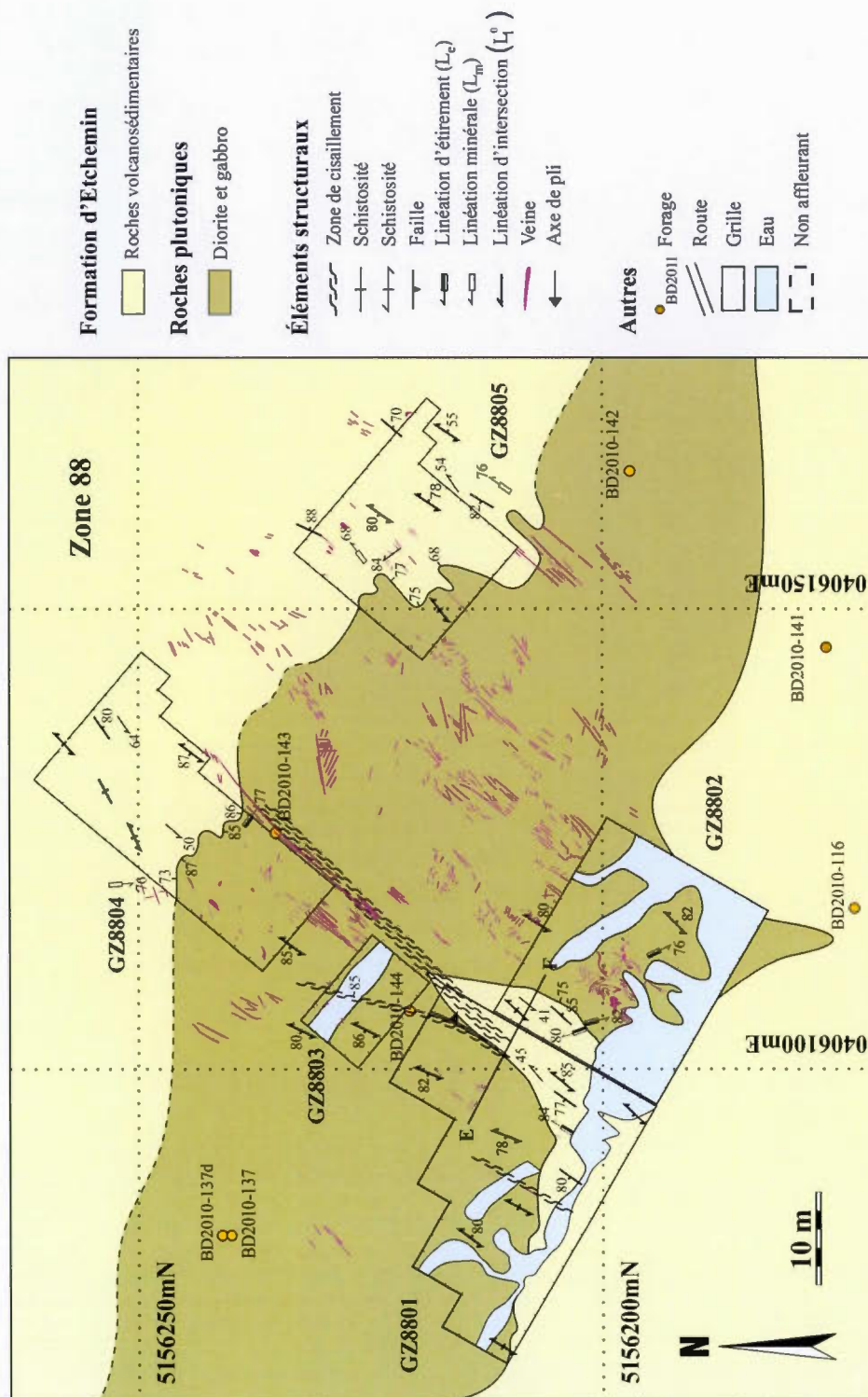




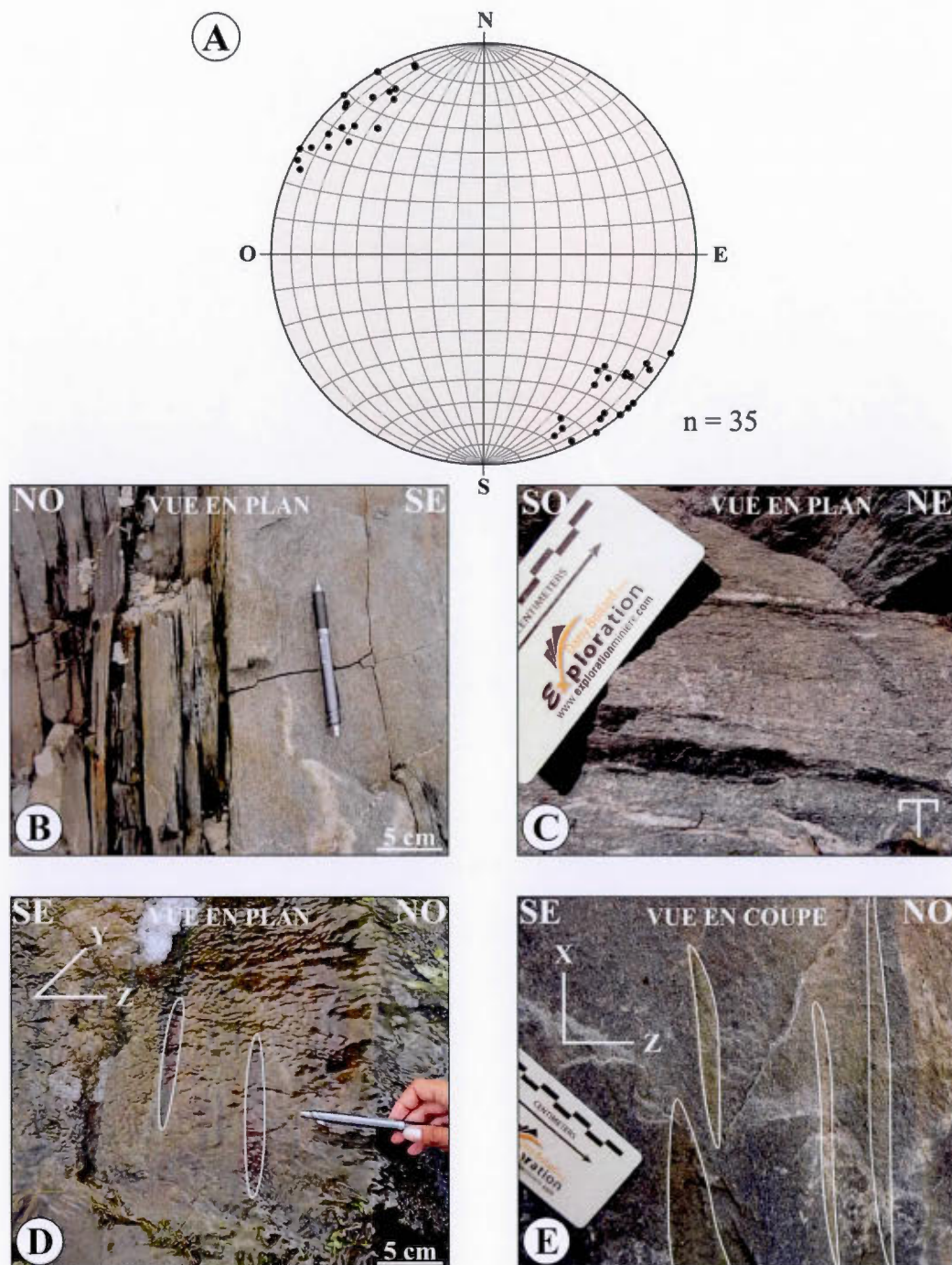


**Figure 5.3** Carte géologique de la Zone Timmins 5 du gîte de Bellechasse-Timmins. Les cartes, données des grilles et affleurements sont présentés dans l'Annexe B.





**Figure 5.4** Carte géologique de la Zone 88 du gîte de Bellechasse-Timmins. Les cartes, données des grilles et affleurements sont présentés dans l'Annexe B.



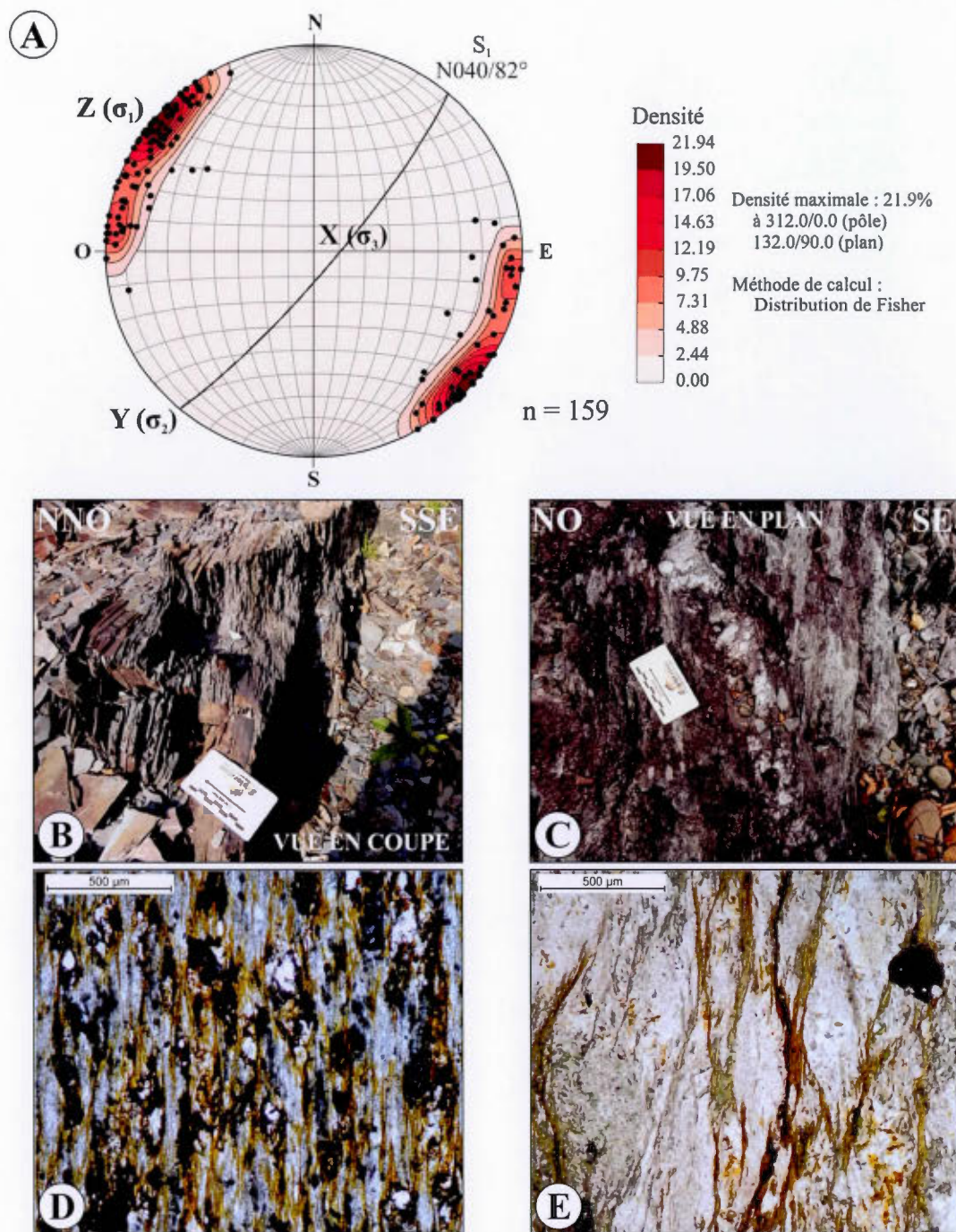
**Figure 5.5** A. Projection stéréographique équivalente des pôles de la stratification  $S_0$  (hémisphère inférieur, surface égale). B. Photographie représentant  $S_0$  (GZ8801). C. Photographie représentant la polarité (GZ8802). D. et E. Photographies représentant l'aplatissement lors du développement de la schistosité (GZ8801).

Il n'y a pas beaucoup de grès volcanoclastiques au sein de la Formation d'Etchemin et la détermination de la polarité sédimentaire n'est présente qu'au sein des zones T5 et 88. D'autres structures primaires, telles des laminations convolutées et des structures de charge, ont aussi été observées au sein de ces roches.

La schistosité  $S_1$  est la principale fabrique planaire secondaire que l'on observe sur le décapage de BT. Il s'agit d'une schistosité de flux dont l'attitude générale varie de SO à NE avec un pendage de  $75^\circ$  à  $90^\circ$  (Figure 5.6a). Cette schistosité recoupe la stratification  $S_0$ , et est réfractée lorsqu'elle recoupe le contact entre les intrusions et les roches sédimentaires. Les lapillis des roches volcanoclastiques felsiques et les clastes centimétriques présents dans certains grès volcanoclastiques ont été aplatis parallèlement à la schistosité (Figures 5.5d et 5.5e). Ces éléments matérialisent très bien la réorientation mécanique subie par les différentes structures et textures primaires en réponse aux contraintes appliquées (Ramsay et Huber, 1983). La schistosité  $S_1$  est pénétrative et bien marquée dans les roches de la Formation d'Etchemin (Figure 5.6b). À cause du contraste de compétence, les roches intrusives présentent plutôt un clivage de fracture, moins pénétratif, qui est parfois difficile à identifier (Figure 5.6c). L'altération hydrothermale influence aussi l'intensité de la foliation  $S_1$  puisque celle-ci est généralement mieux développée dans la diorite formant l'encaissant immédiat des veines minéralisées.

Au microscope, la schistosité présente au sein des roches sédimentaires est anastomosée ou légèrement sinueuse. Les plans de schistosité affectent environ 60% de la surface de la lame (Figure 5.6d). Elle forme une fabrique pénétrative et continue. Les microlithons, lorsque présents, sont représentés par des grains fins. En lames minces, les roches intrusives montrent une schistosité qui est elle aussi anastomosée mais moins resserrée et moins pénétrative que dans les roches





**Figure 5.6** A. Projection stéréographique équivalente des pôles de la schistosité  $S_1$  (hémisphère inférieur, surface égale). B. et C. Schistosité développée au sein de la Formation d'Etchemin et des intrusions, respectivement (AZT106 et GZT103). D. et E. Microphotographies de la schistosité développée au sein de la Formation d'Etchemin et des intrusions, respectivement.



sédimentaires (Figure 5.6e). Les plans de schistosité couvrent 20% de la surface de la lame et les microlithons sont représentés par des grains grossiers.

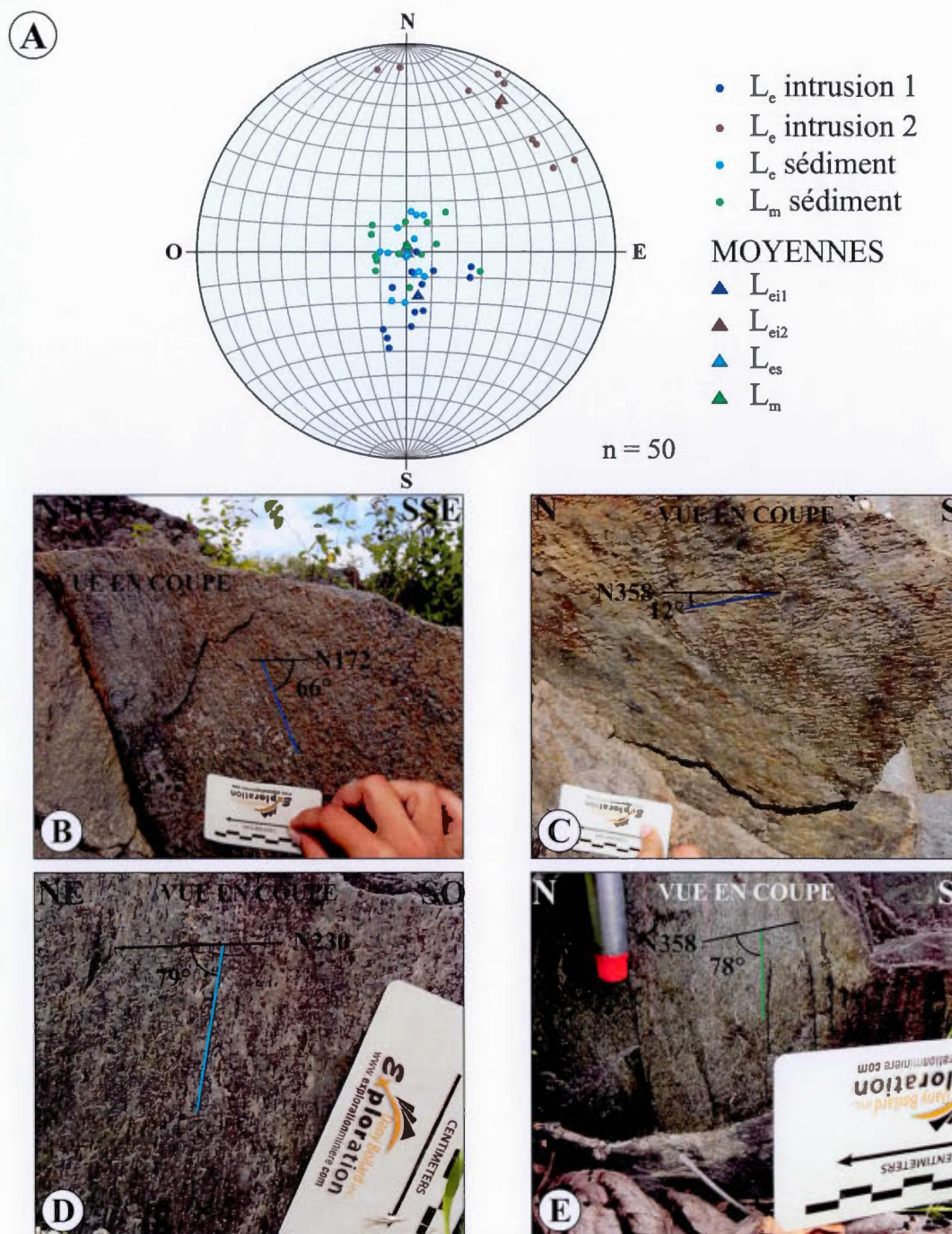
## 5.2 Structures linéaires

Les structures linéaires présentes au sein du gîte de BT et leur attitude apporte des éléments clés pour comprendre la géométrie des plis et le mouvement des structures (i.e. failles, zones de cisaillements, etc.). Plusieurs types de linéations sont présents, telles les linéations d'étirement, minérales, d'intersection et les stries de faille.

### 5.2.1 Linéations d'étirement et minérale

La schistosité est généralement hôte d'une linéation d'étirement ( $L_e$ ) et d'une linéation minérale ( $L_m$ ) matérialisée par l'allongement de certains éléments primaires ou secondaires (i.e. minéraux, clastes, etc.). Une linéation d'étirement principalement représentée par le grand axe des cristaux de quartz, a été mesurée au sein des roches intrusives de BT ( $L_{e1}$ ). Celle-ci plonge fortement vers le SSE (Figure 5.7a et 5.7b). Elle est systématiquement recoupée par une deuxième génération de linéations ( $L_{e2}$ ), ou des stries, à faible plongée vers le NE (Figure 5.7a et 5.7c). Ces deux générations de linéations sont particulièrement visibles dans les secteurs où la schistosité est fortement développée à proximité des zones de cisaillement. Les diorites sont, parcontre, dépourvues de linéations minérales.

Les linéations d'étirement présentes au sein des roches de la Formation d'Etchemin ( $L_{es}$ ) plongent fortement (80-90°) vers le SSE (Figure 5.7a). Elles sont bien marquées par l'allongement de lapillis au sein des bancs de volcanoclastite felsique ainsi que



**Figure 5.7** A. Projection stéréographique équivalente des linéations d'étirement et minérales présentes au sein du gîte de Bellechasse-Timmins (hémisphère inférieur, surface égale). B. et C. Linéations d'étirement au sein des intrusions (GZT101). D. Linéations d'étirements au sein des grès tufacés (GZ8802). E. Linéations minérales au sein des argilites siliceuses verdâtres (Entre ZT1 et Zt2 affleurement A6).

par celui de cristaux de quartz dans les grès (Figure 5.7d). De petits minéraux métamorphiques noirâtres (chlorite ?) sont localement présents dans l'argilite siliceuse (Figure 5.7e) et définissent une linéation minérale subverticale (Figure 5.7a). Les linéations observées au sein de la Formation d'Etchemin plongent plus fortement que celles retrouvées au sein des roches intrusives, une conséquence probable de la différence de rhéologie entre ces roches créant une répartition de la déformation.

### 5.2.2 Linéations d'intersection

Plusieurs linéations d'intersection entre le litage  $S_0$  et la schistosité  $S_1$  ont directement été mesurées ( $L_{0-1M}$ ) tandis que d'autres ont été calculées ( $L_{0-1C}$ ) à partir des mesures de  $S_0$  et  $S_1$  prélevées aux mêmes endroits. La compilation des linéations d'intersection mesurées et calculées montrent deux orientations distinctes, l'une possédant un plongement vers le NE et un pitch de 05 à 90°, et l'autre un plongement vers le SO et un pitch de 30 à 85° (Figure 5.8a). Ces linéations sont interprétées comme subparallèles aux axes des plis développés au sein des différentes lithologies de la Formation d'Etchemin, et témoignent de la double plongée de ces plis. Cette variation de la plongée des plis est concordante avec celle déjà observée dans le Groupe de Magog en Beauce, où le gîte de BT se situerait au sein d'une structure à double plongement (Cousineau et Tremblay, 1993).

### 5.2.3 Linéation de crénulation

Une linéation de crénulation subhorizontale est localement présente au sein de la zone T5 (Figure 5.3). Elle est matérialisée par la charnière de microplis affectant la schistosité  $S_1$  et/ou des plans de cisaillement au sein des intrusions. Elle plonge

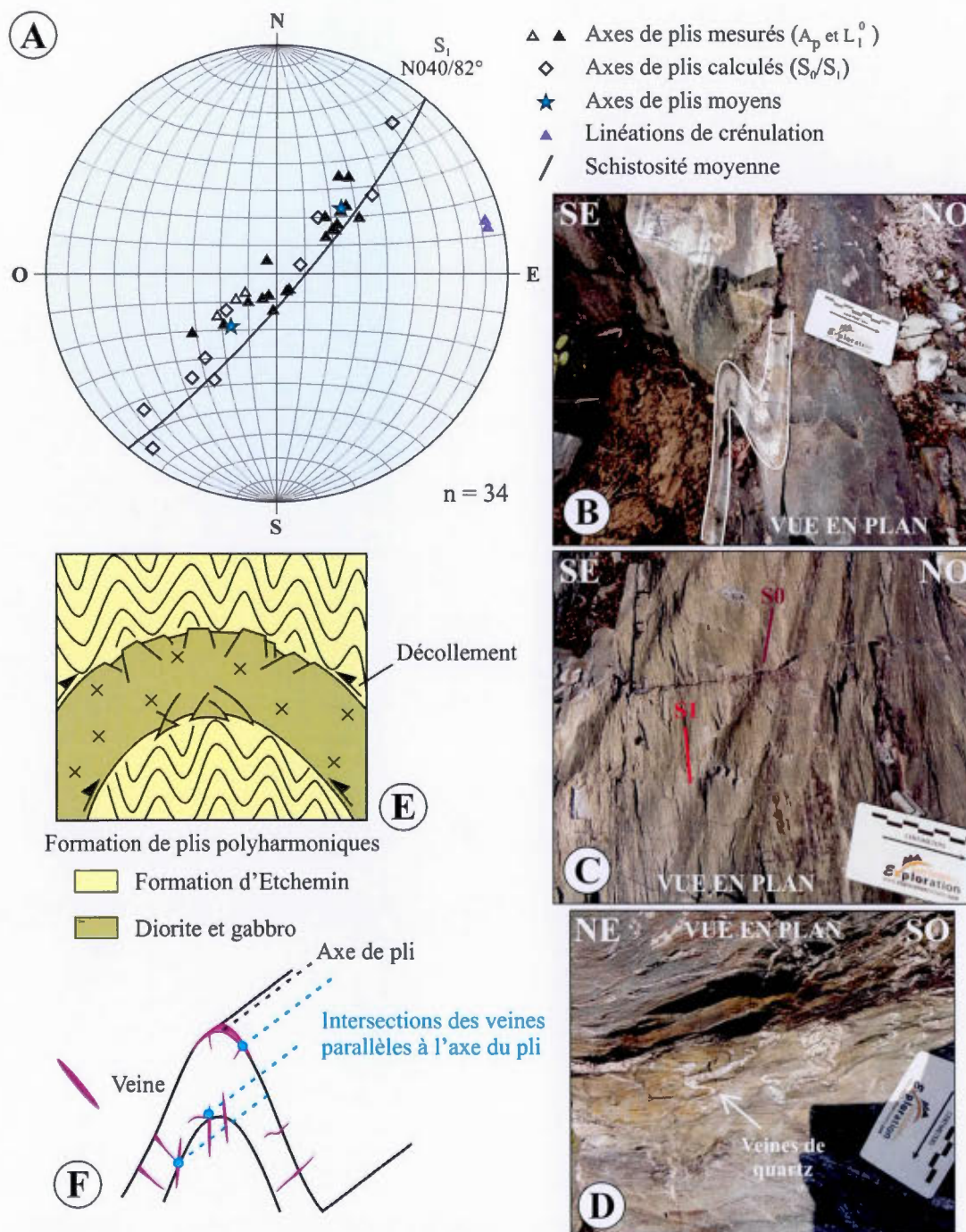


faiblement vers l'ENE (Figure 5.7a) et est restreintes aux intrusions. L'absence de ces linéations dans les unités moins compétentes de la Formation d'Etchemin rend leur origine incertaine.

### 5.3. Plis

Des plis  $P_1$ , associés à la déformation régionale  $D_1$ , ont été identifiés au sein des roches volcanosédimentaires de la Formation d'Etchemin (Figure 5.8b). Ils sont caractérisés par des axes plongeants modérément à fortement vers le SO ou le NE (Figure 5.8a). Les plans axiaux de ces plis pentent fortement ( $80-90^\circ$ ) vers le SE, ce qui correspond à l'attitude moyenne de  $S_1$ , et définit des plis droits (Ramsay et Huber, 1987). Localement, les relations  $S_0/S_1$  (Figure 5.8c) couplées avec les polarités sédimentaires observées suggèrent qu'ils sont légèrement déversés vers le NO. Leur angle d'ouverture est généralement inférieur à  $30^\circ$ , ce sont donc des plis serrés (Ramsay et Huber, 1987). Le style de pli et le mécanisme de plissement sont contrôlés par la différence de rhéologie qui existe entre les intrusions et les unités de la Formation d'Etchemin (Figure 5.8e). Au sein des unités sédimentaires, ce sont des plis parallèles ou semblables (i.e. des plis de classe 1B à 2 tel que définies par Ramsay et Huber, 1987). Ce sont des plis par flexion-et-glisement (*flexural slip folds*) avec amincissement et cisaillement sur les flancs, glissement laminaire parallèle aux plans axiaux et présence de plans de décollement aux contacts avec les intrusions. Des plis ptygmatisés, matérialisés par des veines de quartz recoupant les roches sédimentaires (Figure 5.8d), sont aussi localement présents et témoignent d'un fort contraste de compétence entre les veines et leur encaissant (Ramsay et Huber, 1983).





**Figure 5.8** A. Projection stéréographique équivalente des axes de plis développés au sein des lithologies présentes à BT (hémisphère inférieur, surface égale). B à D. Plis et structures associés développés dans la Formation d'Etchemin : B. Plis en « S » à plongée vers le SO; C. Intersection entre  $S_0$  et  $S_1$ ; D. Plis pygmatiques. E. Sketch des plis affectant les différentes lithologies. F. Schéma montrant les relations d'intersection des veines formées au sein d'un pli et localement au sein de la diorite (zone T1).

Il a été évidemment plus difficile d'identifier avec précision la géométrie et la plongée des plis affectant les roches intrusives. Plusieurs observations montrent cependant qu'elles ont aussi été affectées par le plissement régional. Sur les zones T5 et 88, le contact de l'intrusion est fortement plissé (Figures 5.3 et 5.4). À la zone T1, l'intrusion possédant une orientation plus proche de celle de la stratification, a pu mieux enregistrer le plissement associé à la déformation régionale (Figure 5.2). Si tel qu'observé, la mise en place des veines de quartz est contrôlée structuralement, un axe de pli local et théorique peut alors être calculé à partir des intersections des différentes familles de veines (Figure 5.8f). Ces différentes familles se recoupent pratiquement selon la même linéation d'intersection et fournissent un axe de pli qui plonge faiblement ( $12^\circ$ ) vers le NE. Ces roches intrusives étant beaucoup plus compétentes que l'encaissant, le style de plissement développé ne sera évidemment pas le même que celui des roches sédimentaires. Le matériel intrusif conservant une forte résistance mécanique, le principal mécanisme d'accommodation de la déformation plicative sera par flexion (Ramsay et Hubert, 1987). Ainsi, les roches intrusives auront principalement développé des plis concentriques, appartenant à la classe 1B de Ramsay et Huber (1987). Dans ce type de plissement, la résistance du matériel à la déformation occasionne la formation de fractures d'extension au niveau de l'extrados et de compression au niveau de l'intrados avec, très souvent, une accommodation de la déformation par le développement de failles inverses à fort pendage au niveau des charnières et décollement au contact avec les sédiments (Figure 5.8e). Comme la schistosité de plan axial est sensiblement la même qu'au sein des roches sédimentaires, les plis formés sont eux aussi des plis droits, bien qu'ils forment plutôt des plis ouverts, avec un angle d'ouverture compris entre  $70^\circ$  et  $120^\circ$ .

#### 5.4. Structures ductiles-cassantes

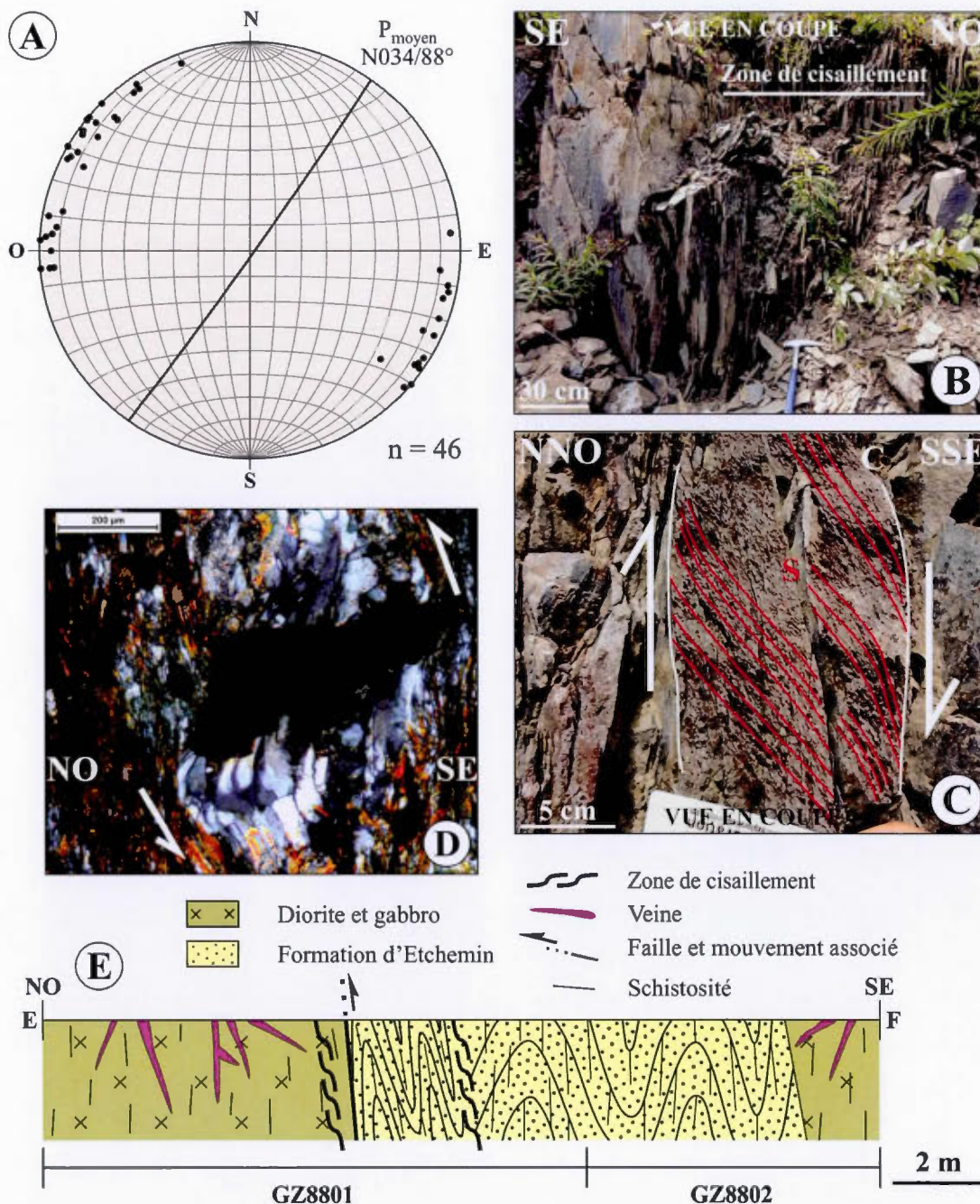
#### 5.4.1. Zones de cisaillement

Les différentes lithologies du décapage de BT sont recoupées par un réseau anastomosé de zones de cisaillement ductiles-cassantes, subparallèles à  $S_1$  (Figure 5.1). Elles sont en moyenne orientées vers le SO et le NE avec un pendage subvertical (Figure 5.9a) et sont matérialisées par une augmentation significative de l'intensité de la schistosité  $S_1$ . Ces zones de cisaillement sont mieux développées au sein des roches sédimentaires (Figure 5.9b) et au contact avec les intrusions où elles peuvent atteindre jusqu'à 5 mètres de large alors qu'elles ne font généralement que 20 à 80 centimètres au sein des intrusions. Elles sont concentrées aux endroits où les lithologies montrent un grand contraste de compétence, suggérant la partition et une grande hétérogénéité de la déformation régionale (Ramsay et Hubert, 1987).

Les zones de cisaillement montrent des critères structuraux permettant d'en reconnaître la cinématique, telles que des linéations, des stries de glissement et des structures C/S. Les plans de cisaillement sont souvent porteurs de deux générations de linéation, dont l'une témoigne de mouvements subverticaux avec des linéations d'étirement fortement plongeantes (i.e. subparallèle à  $L_{e11}$ ), et l'autre de mouvements décrochants tardifs soulignés par des linéations faiblement plongeantes (i.e. subparallèles à  $L_{e12}$ ). Les structures C/S observées indiquent des mouvements verticaux (Figure 5.9c) et majoritairement inverses. Les flancs abruptes et/ou inverses des plis au sein de la Formation d'Etchemin ont probablement facilité le décollement et la formation de ces zones de cisaillement.

L'analyse microstructurale des échantillons orientés prélevés sur le décapage a permis de confirmer le sens de cisaillement observé sur le terrain. L'intensité de la déformation et de la recristallisation au sein des roches augmentent de la bordure jusqu'au cœur des cisaillements. Des porphyroclastes de feldspath, de types  $\delta$  et  $\sigma$ ,





**Figure 5.9** A. Projection stéréographique équivalente des pôles des zones de cisaillement présentes à BT (hémisphère inférieur, surface égale). B. et C. Photographies des zones de cisaillement au sein de la Formation d'Etchemin et des structures C/S au sein des intrusions. D. Microphotographie : grain de pyrite et ombre de pression asymétriques indiquant un mouvement inverse. E. Coupe structurale idéalisée traversant les grilles Z8801 et 02 de la zone 88 (voir Figs. 5.1 et 5.4 pour localisation).



indiquent des mouvements inverses au sein des intrusions. Les clastes présents au sein des roches sédimentaires sont souvent déformés de façon sigmoïdales et témoignent de mouvements inverses du SE vers le NO. La présence de recristallisation de quartz en zones abritées indique aussi une cinématique inverse (Figure 5.9d). En lames minces, les grains de quartz sont fortement recristallisés via deux principaux mécanismes de recristallisation dynamique, (1) par bombement des contacts des grains (*bulging*), un processus de basse température où la migration des bordures de grains est locale et permet le développement de néograins avec une haute densité de dislocations intracristallines (Passchier et Trouw, 2005), et (2) une recristallisation par rotation de sous-grains (*subgrain rotation*) nouvellement formés, témoignant d'une plus grande ductilité (Passchier et Trouw, 2005) où les grains montrent une orientation préférentielle marquée par la formation de joints aux contacts des sous-grains.

Les zones de cisaillements du décapage de BT ont aussi fait l'objet d'analyse par l'étude des carottes de forages. Leur projection en profondeur a été évaluée par la sélection de forages adéquatement localisés et orientés. Des segments de carottes, correspondant aux profondeurs auxquelles les cisaillements devaient être intersectés, ont été analysés. Les cisaillements affectant les intrusions sont caractérisés par un resserrement de la schistosité et une diminution de la granulométrie (voir Annexe C) ainsi que par une augmentation de l'intensité des altérations et de la présence des veines de quartz-carbonates et des veinules de chlorite. Au sein des roches volcanosédimentaires et au contact avec les intrusions, le resserrement de la schistosité et la diminution de la granulométrie sont beaucoup plus marqués. La roche est plus fracturée, bréchifiée et altérée. L'épaisseur des zones de cisaillement est aussi plus importante mesurant jusqu'à 1,5 mètres au sein des roches volcanosédimentaires tandis qu'elles ne mesurent, en moyenne, que 50 centimètres au sein des intrusions.

Une étude du RQD (*Rock Quality Designation*) a été réalisée afin de vérifier s'il existe un lien entre le pourcentage de récupération des carottes de forage et les zones de cisaillement, le RQD devant, en principe, être plus faible s'il y a présence d'une zone de cisaillement puisque les roches sont plus déformées et fracturées et que la récupération est conséquemment moins bonne. Les résultats n'ont cependant pas été concluants pour deux raisons principales, (1) les zones de cisaillement ne sont pas parfaitement planaires, ne possèdent pas toujours une épaisseur constante et n'ont probablement pas une grande continuité verticale, et (2) les valeurs de RQD dépendent aussi d'autres paramètres, tels que l'angle d'inclinaison du forage par rapport aux anisotropies lithologiques ou la vitesse de rotation, qui font que certaines parties des carottes de forages peuvent montrer un RQD plus faible même en l'absence de zone de cisaillement. Le seul lien qui peut être fait par rapport aux pourcentages du RQD est celui de la nature de la roche traversée. Le taux de récupération est généralement meilleur pour les roches intrusives que pour les roches sédimentaires. Le Tableau 5.1 présente un exemple des valeurs moyennes de RQD qui ont été calculées sur plusieurs segments de carottes correspondant à différents éléments structuraux (i.e. zones de cisaillement, contacts, etc.) mettant en avant les résultats de cette étude (voir Annexe C pour les photos de carottes correspondantes).

#### 5.4.2. Failles

La majorité des failles présentes sur le décapage BT sont subparallèles à  $S_1$ . Certaines d'entre elles sont situées au sein des zones de cisaillement (Figures 5.1 à 5.4). Les failles étant le résultat d'une déformation cassante, elles se sont préférentiellement développées au sein des roches intrusives, plus compétentes. Elles ont été subdivisées en deux familles en fonction de l'orientation des tectoglyphes présents sur les plans de faille. Celles qui présentent des stries de friction fortement plongeantes (F1 et F2),

### Hole BD2010-115 Recovery and RQD Data

From (m)	To (m)	RQD (%)
21	24	20,33
24	27	30
27	30	10

Lithologie : Volcanoclastite  
Structure : aucune

48	51	89,33
51	54	83,33
54	57	67,33

Lithologies : Diorite et Tuff  
Structure : Contact à 54 mètres

84	87	60,67
87	90	71
90	93	59

Lithologies : Volcanoclastite  
Structure : Aucune

102	105	88,33
-----	-----	-------

Exemple de RQD avec 69,5 g/t d'Au  
(de 104 à 105 mètres)

138	141	93
141	144	96
144	147	94
147	150	95,67

Lithologie : Diorite  
Structure : Aucune  
140 à 147 mètres : intersection présumée  
avec la zone de cisaillement présente sur  
la zone T1 (absente en forage)

180	183	77,33
183	186	84,33
186	189	92

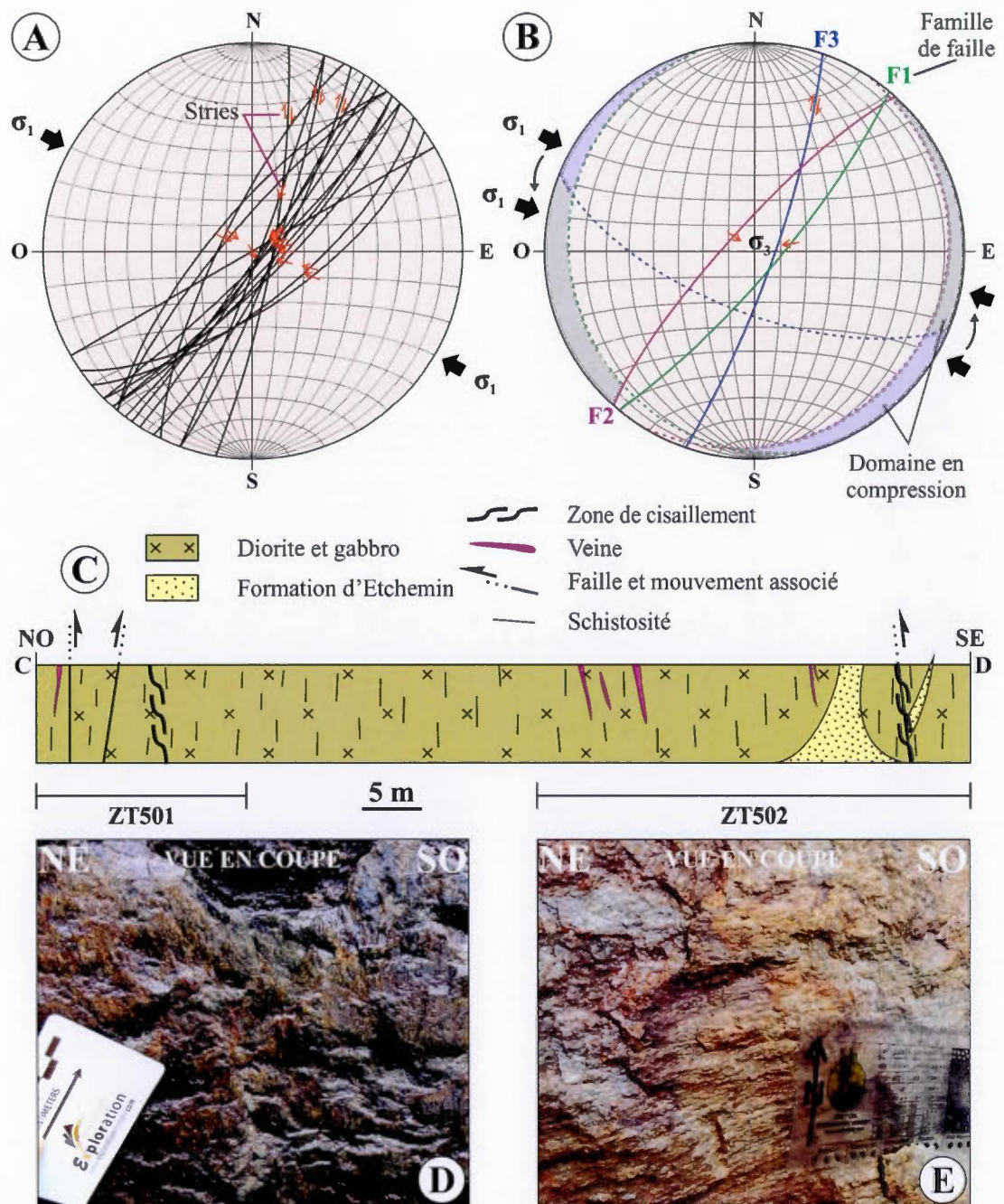
Lithologie : Tuff et Diorite  
Structure : Contact à 181 mètres  
+ Zone de cisaillement et présence de  
veines de quartz (bréchification)

**Tableau 5.1** Exemples du taux de récupération de carottes de forages (RQD) en fonction des lithologie et des structures présentes (Forage BD2010-115).



ont un fort pendage ( $\approx 80^\circ$ ) vers le SE et le NO (Figures 5.10a et 5.10b) et sont présentes au sein de toutes les zones du décapage de BT. Les stries présentes sur les failles à pendage SE plongent fortement vers l'ENE et, celles présentes sur les failles à pendage NO, plongent plutôt vers le NO d'environ  $80^\circ$  (Figure 5.10b). La deuxième famille de failles (F3), présente à la zone T1, est caractérisée par des stries subhorizontales ayant une faible plongée vers le NNE, sur des plans de failles qui pentent fortement vers le NNE (Figures 5.10a et 5.10b). Les évidences de glissement sur ces failles sont matérialisées soit par des stries fines et courtes produites par abrasion des parois, soit par le grand axe de certains minéraux, par exemple, la chlorite. La présence de gradins d'arrachements, alternant avec des surfaces polies (*slickenside*), a permis de déterminer le sens de déplacement sur la plupart de ces failles (Passchier et Trouw, 2005). La première famille de failles (F1 et F2) est caractérisée par la présence de gradins d'arrachements qui indiquent des mouvements inverses vers le NO (F1) et vers le SE (F2) (Figure 5.10d), alors que la seconde (F3) montre des gradins d'arrachements témoignant de mouvements décrochants dextres (Figure 5.10e). Lorsque visible au sein d'un même plan de faille, les stries subhorizontales recoupent les stries subverticales.

L'analyse géométrique du système faillé a permis d'évaluer l'orientation des contraintes principales par le biais de la méthode des dièdres droits (Figure 5.10b). Cette méthode permet de définir les quadrants qui sont en compression et ceux qui sont en tension par l'intermédiaire d'un plan auxiliaire, qui est le plan perpendiculaire à la faille et à sa direction de glissement (Ramsay et Huber, 1983; Lisle et Leyshon, 2004). Ainsi  $\sigma_1$  se situe dans les quadrants en compression et est faiblement plongeant vers l'ONO-ESE, tandis que  $\sigma_3$  se situe dans les quadrants en tension et est fortement plongeant vers le NE (Figure 5.10b). La contrainte principale intermédiaire ( $\sigma_2$ ) est, quant à elle, faiblement plongeante vers le SO. L'orientation des contraintes principales est donc concordante avec le raccourcissement régional NO-SE présent au



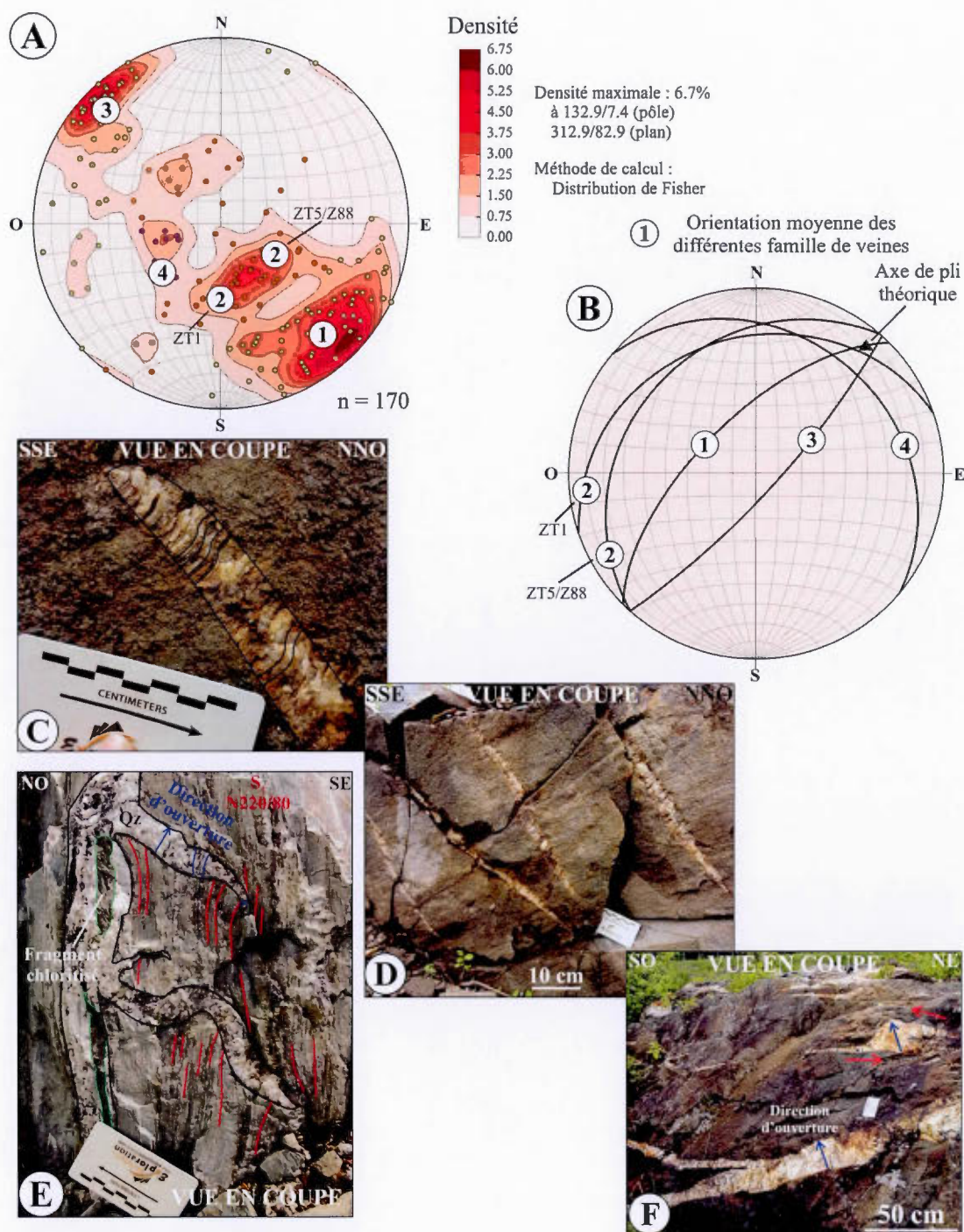
**Figure 5.10** A. Projection stéréographique équivalente des failles et stries associées (hémisphère inférieur, surface égale). B. Analyse du système failté par la méthode des dièdres droits. C. Coupe structurale NO-SE traversant la zone T5 et montrant l'orientation des failles (voir Figs 5.1 et 5.3 pour la localisation). D. et E. Photographies des gradins d'arrachements, mouvement inverse et décrochant dextre, respectivement (GZT501).

sein du Groupe de Magog. On constate que pour la deuxième famille de failles, qui matérialise les décrochements dextres de la zone T1, les contraintes principales ont subi une réorientation antihoraire (Figure 5.10b).

### 5.5. Veines de quartz-carbonates

Une analyse des différentes orientations et textures/structures des veines a été effectuée au sein du gîte de BT afin de vérifier leurs relations génétiques (voir grilles de localisation des veines en Annexe B). Trois familles de veines ont été identifiées sur les zones T1, T5 et 88. Celles-ci sont distinguées par leur orientation et pendage respectifs. Elles sont soit 1) à pendage modéré ( $65^\circ$ ) ou 2) à pendage faible ( $27^\circ$ ) vers le NO, ou 3) à fort pendage ( $81^\circ$ ) vers le SE (Figures 5.11a et 5.11b). Ces veines peuvent montrer différentes textures et structures en fonction de leur orientation. C'est principalement le long des veines à fort pendage que se trouve la minéralisation en or. Les relations structurales entre les différentes familles de veines indiquent qu'elles sont pénécotemporaines puisqu'elles se recoupent mutuellement (voir Annexe B). Les veines se sont préférentiellement développées au sein des intrusions dioritiques à gabbroïques, bien que certaines soient aussi présentes au sein des différentes lithologies de la Formation d'Etchemin (voir Annexe B). Sur la zone T1 (Figure 5.2), la représentation cartographique de certaines veines subhorizontales forme des structures en croissants, une géométrie qui pourrait résulter du plissement de la diorite. Ces veines possèdent une linéation d'intersection commune avec les trois premières familles. L'orientation moyenne de leur intersection mutuelle, plongeante de  $12^\circ$  vers le NE, est, localement, considérée comme étant subparallèle à l'axe de pli inféré au sein de la diorite principale (Figure 5.11b).





**Figure 5.11** A. et B. Projections stéréographiques équivalentes des pôles des veines illustrant les différentes familles (hémisphère inférieur, surface égale). C. Veine unitixiale sigmoïdale (GZT101). D. Veines en échelon (GZT101). E. Veines de cisaillement et d'extension (GZ8805). F. Veines d'extension et veines d'extension/cisaillement (GZT104).

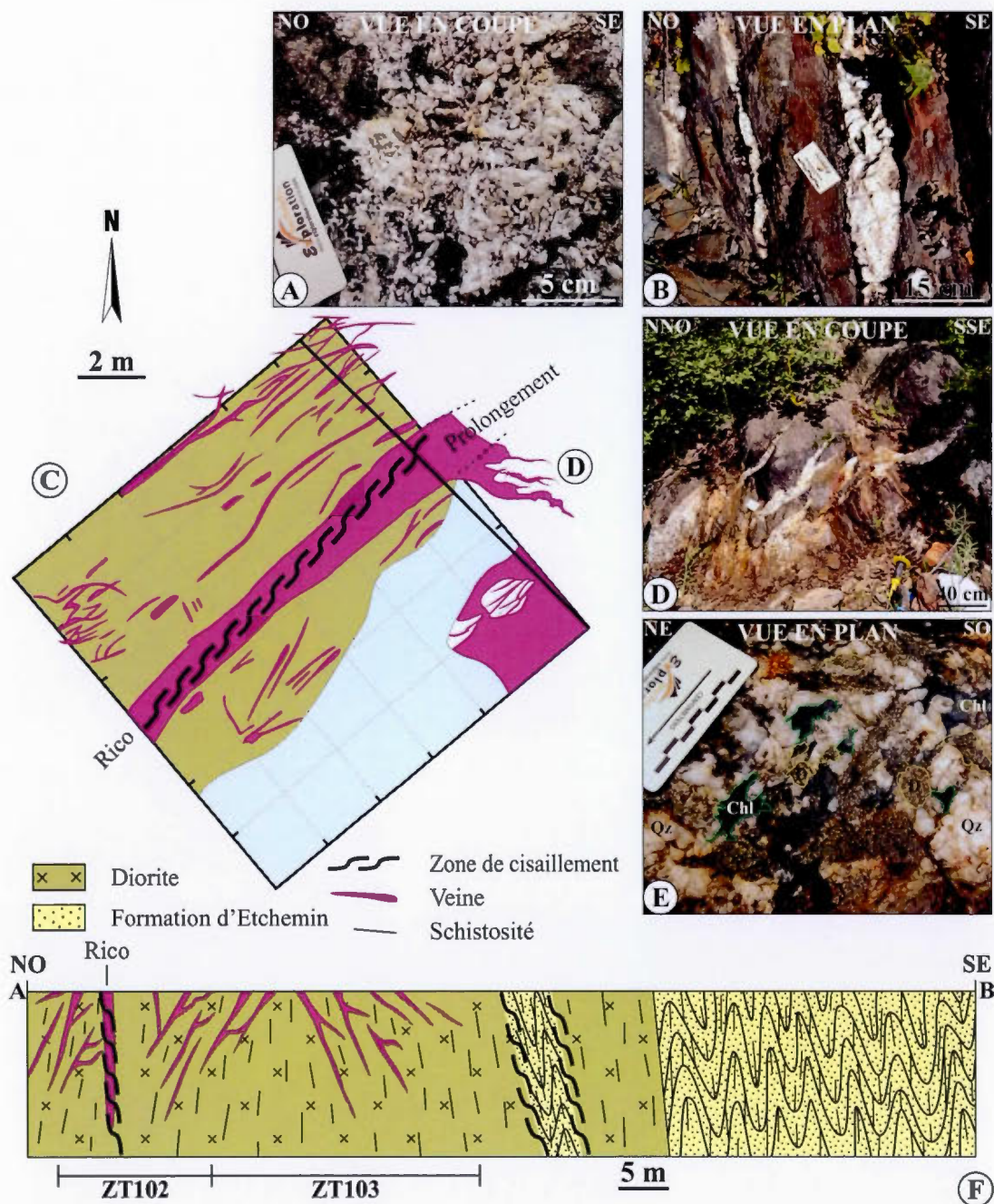
L'orientation de la première famille de veines forme généralement un angle assez important avec leur direction d'ouverture. Cette direction est matérialisée par la cristallisation des minéraux qui les composent. Ce sont des veines d'extension oblique (*oblique extensional vein*) dont le pendage varie entre  $55^{\circ}$  à  $70^{\circ}$  (Ramsay et Huber, 1983; Robert et Poulsen, 2001). Cette famille montre une transition graduelle vers des veines en cisaillement lorsque le pendage atteint  $70-80^{\circ}$ . L'angle entre la direction d'ouverture des fractures et leur orientation est beaucoup plus faible car les minéraux ont cristallisé parallèlement aux parois des fractures (Ramsay et Huber, 1983; Robert et Poulsen, 2001). Dans le cas des veines d'extension oblique, celles-ci sont principalement planaires et varient de laminées à massives. Elles sont souvent caractérisées par des cristaux automorphes de quartz dont le grand axe définit la direction d'extension (Figures 5.11c et 5.11d). Ce sont des veines unitaxiales dont la croissance du quartz s'est effectuée perpendiculairement aux épontes et de façon synchrone à l'ouverture de la fracture (Passchier et Trouw, 2005). Certains cristaux de quartz ont une forme sigmoïdale témoignant du changement relatif de la direction de croissance lors de la cristallisation (Ramsay et Huber, 1983). La forme des veines sigmoïdales est cohérente avec un cisaillement inverse suivant l'ouverture des fractures. D'autres critères cinématiques, telle que la rotation anti-horaire des extrémités de veines séparées par des fragments de roches encaissantes (*rock bridges*), indiquent aussi des mouvements inverses (Ramsay et Huber, 1983; Robert et Poulsen, 2001). Ces veines forment parfois une série de fractures parallèles entre elles qui semblent matérialiser la fracturation dans la charnière du pli présent sur la zone T1 (Figure 5.11d).

La deuxième famille de veines est représentée par des veines d'extension ayant une direction similaire aux précédentes mais un pendage plus faible, soit environ  $30^{\circ}$  (Figures 5.11a et 5.11b). Elles prennent parfois racine au niveau de veines de cisaillement fortement pentées, matérialisées par la première et la troisième famille, et

s'apparentent alors à des veines en échelon. Lorsque c'est le cas, elles sont plissées (*buckled*) et la schistosité est réfractée de façon à demeurer perpendiculaire aux épontes (Figure 5.11e). Ces veines montrent généralement une croissance en « *crack and seal* » marquée par une succession périodique d'ouverture et de remplissage de fractures (Ramsay, 1980). Elles sont caractérisées par la présence de laminations chloriteuses et/ou de carbonates perpendiculaires aux épontes. Quelques-unes montrent une géométrie complexe, transitoire entre veine d'extension et veine de cisaillement (Figure 5.11f) ; elles montrent alors une ouverture perpendiculaire aux parois de la fracture, mais sont aussi cisailées parallèlement à cette même paroi, créant ainsi des fractures de dilatation (*dilatation jog*) au sein de la roche (Cox et al., 2001; Passchier et Trouw, 2005). Localement, le remplissage de quartz est incomplet au centre de certaines veines (Figure 5.12a), et des textures en géode caractérisées par des cristaux de quartz automorphes sont alors visibles. Comme pour les veines unitaxiales, celles-ci se sont formées par croissance syntaxiale, c'est-à-dire des murs vers le centre de la fracture des deux côtés en simultanés (Passchier et Trouw, 2005).

La troisième famille de veines est représentée par des veines de cisaillement à fort pendage vers le SE (Figures 5.11a et 5.11b). Elles se sont principalement développées lorsque l'intensité de la schistosité de fracture est plus importante qu'ailleurs dans les roches intrusives. Ce sont des veines massives et de forme lenticulaire, ce qui leur donne un aspect anastomosé (Figure 5.12b). Elles sont subparallèles à  $S_1$  et sont interprétées comme mises en place par surpression de fluides lors du développement de la schistosité. Certaines d'entre elles sont encaissées par des zones de cisaillement (Figure 5.12c). Les veines de la troisième famille montrent des variations d'épaisseur cohérentes avec un développement pénécontemporain des zones de cisaillement. Ces veines montrent parfois des laminations de chlorite et des inclusions de roches encaissantes parallèles aux épontes (Figure 5.11e), une texture typique des veines de remplissage de faille (*fault-fill vein*; Robert et Poulsen, 2001).





**Figure 5.12** A. Veine composée de cristaux de quartz automorphes témoignant d'une croissance en espace ouvert (GZ8802). B. Veine massive et lenticulaire représentant la troisième famille (GZT104). C. Cartographie des veines de la grille ZT102 (voir Figure 5.2 pour localisation). D. Veines d'extension en échelon (GZT102). E. Veine bréchique (GZT104). F. Coupe structurale traversant la zone T1 (voir Figs 5.1 et 5.2 pour localisation).

Le meilleur exemple de cette troisième famille de structures est la veine Rico sur la zone T1. Cette veine fait 2 mètres de large et s'est mise en place au sein d'une zone de cisaillement. Des veines d'extension subhorizontales correspondant à la deuxième famille, y prennent localement racine (Figure 5.12c et 5.12d).

Des veines bréchiques et des stockwerks, d'origine hydrothermale, sont aussi localement présents et associées à la troisième famille. Les brèches hydrothermales sont caractérisées par la présence de fragments anguleux de roche encaissante baignant dans une matrice de quartz et de fragments de roches chloritisés (Figure 5.12e). Elles sont généralement subparallèles à l'orientation de la troisième famille de veines et sont interprétées comme le produit d'une fracturation hydraulique occasionnée par des surpressions de fluides (Jébrak, 1997). Les stockwerks se sont le plus souvent développés en réponse à une accommodation structurale locale, adjacente à une fracture ou à une zone d'intersection entre plusieurs familles de fractures et/ou de veines. Les veines et veinules constituant ces stockwerks sont généralement de faible épaisseur (1 centimètre en moyenne), beaucoup moins larges que les autres types de veines. Elles peuvent aussi être plissées et/ou recouper la schistosité.

Des veines d'extensions subhorizontales en forme de croissant sont présentes à la zone T1 (Figure 5.2). Ces veines représentent une quatrième famille (Figures 5.11a et 5.11b). Généralement, ce sont des veines de quartz qui sont préférentiellement développées comme des fractures de dilatation créées au niveau de la charnière de plis (*saddle* ; Cox et al., 1991) mais peuvent aussi représenter des veines d'extensions subhorizontales qui ont été plissées.

## CHAPITRE VI

### DISCUSSION

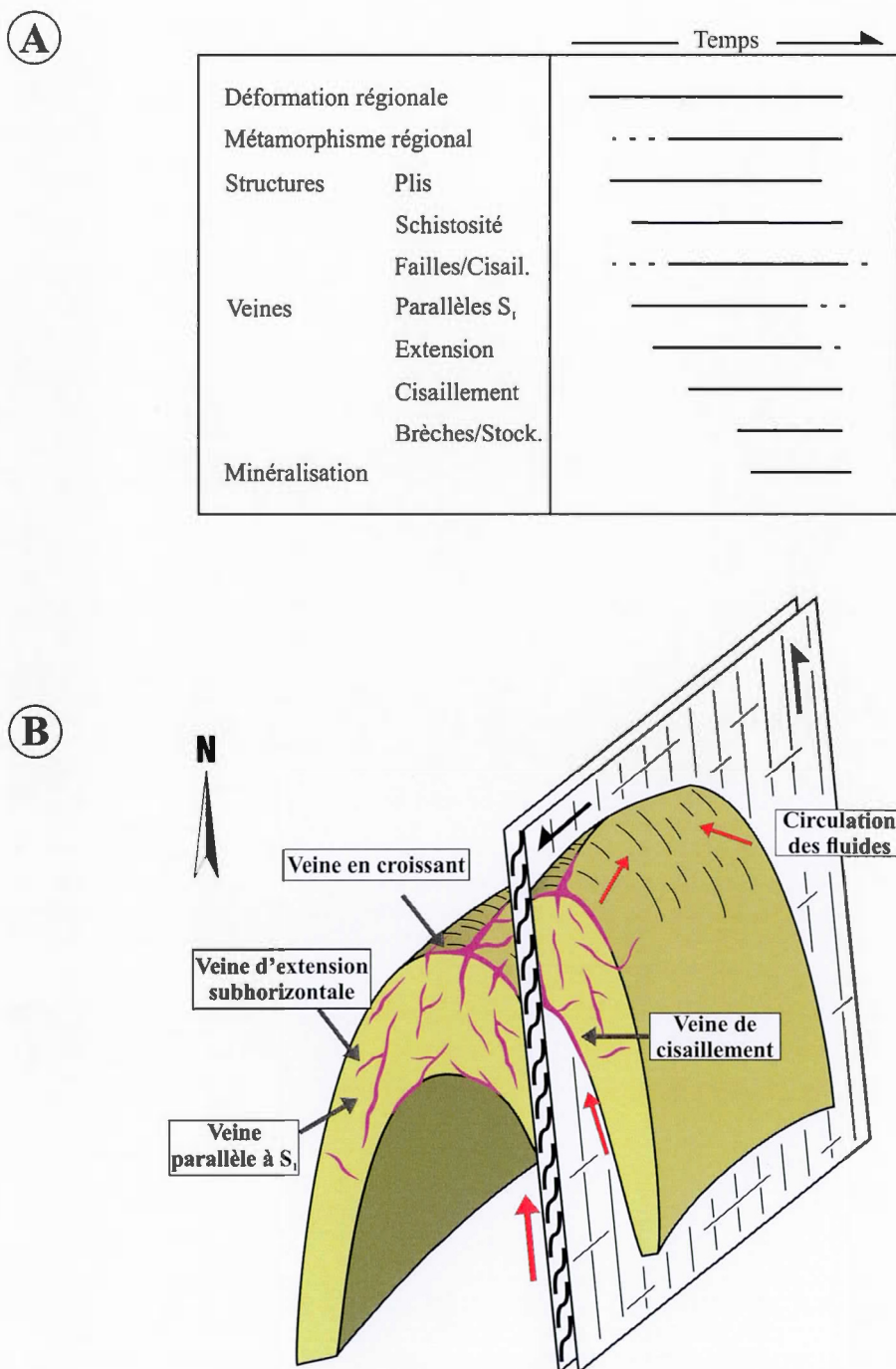
Ce chapitre est axé sur la synthèse structurale du gîte de BT qui s'appuie sur le développement des structures majeures formées lors de l'orogénie Acadienne du Dévonien moyen. Il met aussi l'emphasis sur la déformation « tardive » et locale présente au sein du gîte. Les textures et structures qui caractérisent les veines formées lors de la déformation et du métamorphisme permettent de proposer une chronologie relative des événements responsables de la mise en place de la minéralisation (Figure 6.1a). Des hypothèses sur la formation du gîte de BT sont ensuite proposées afin de l'intégrer aux modèles génétiques actuels des gisements d'or orogéniques.

#### 6.1 Synthèse structurale

##### 6.1.1 Développement des structures majeures

Le gîte de BT est caractérisé par une déformation ductile qui est principalement matérialisée par le développement de la schistosité et des plis (Figure 6.1a). L'orientation moyenne de la schistosité et des axes de plis indiquent un raccourcissement NO-SE typique de la déformation régionale acadienne (Cousineau et Tremblay, 1993; Tremblay et Pinet, 1994).





**Figure 6.1** A. Chronologie relative interprétée des différents processus responsables de la minéralisation aurifère du gîte de Bellechasse-Timmins. B. Représentation schématique en 3 dimensions de la mise en place des veines au sein de la zone T1 du gîte de Bellechasse-Timmins.

Les représentations stéréographiques des données structurales permettent d'estimer la direction des contraintes principales. Les pôles de la schistosité se concentrent autour de l'axe Z (i.e.  $\sigma_1$ ) alors que les éléments linéaires se concentrent parallèlement au plan de schistosité défini par les axes X et Y (i.e.  $\sigma_3$  et  $\sigma_2$ , respectivement). Ainsi  $\sigma_1$  (NO-SE) représente la direction principale du raccourcissement et d'aplatissement des roches, tandis que  $\sigma_3$ , ici subvertical, accommode la déformation par de l'extension. Une schistosité de plan axial s'observe généralement sous un régime de déformation en cisaillement pur, relié à un aplatissement homogène (Ramsay et Huber, 1983). Cependant, tel que développé à l'indice de BT, les mécanismes de plissement et la présence des zones de cisaillement ductile-cassant, matérialisent une déformation localement hétérogène, dominée par du cisaillement simple. L'hétérogénéité des roches et les compétences lithologiques contrastées associées, ont permis le développement d'une schistosité de flux, pénétrative dans les matériaux incompetents tels que les roches sédimentaires de la Formation d'Etchemin et d'un clivage de fracture, dans les unités plus compétentes représentées par les roches intrusives. Ceci a favorisé le développement de nombreuses zones de faiblesse qui ont servi de conduit pour les fluides minéralisateurs (Groves et al., 1995; Robert et Poulsen, 2001).

Le style de plissement a lui aussi été contrôlé par les propriétés rhéologiques et l'anisotropie des différentes lithologies (Ramsay et Huber, 1987). Les unités massives et compétentes représentées par les intrusions, ont généré une succession moins importante de plis ouverts, d'attitudes variables en fonction de leur orientation par rapport aux contraintes régionales, tandis que les unités volcanosédimentaires moins compétentes de la Formation d'Etchemin ont plutôt généré une série de plis serrés beaucoup plus importante. Les plis présents au sein des unités sédimentaires se sont formés par glissement-et-flexion. La déformation, n'ayant pas affecté de la même façon les différentes unités présentes sur le décapage, a permis le développement de

plissement polyharmonique et de cisaillements au contact des intrusions (Ramsay et Huber, 1987).

A la zone T1, les relations entre l'intrusion et la stratification des roches encaissantes, ainsi que la mise en place de la diorite au contact des formations d'Etchemin et de Beauceville, suggèrent la mise en place d'un filon-couche plutôt que d'un dyke (Cousineau, 1990; McMillan, 2010; Bédard, 2012; Duplessis et Bisaillon, 2012). Ceci a permis, lors de la déformation, la création de zones de moindre pression au sein de l'intrusion et aux contacts avec les différentes lithologies (Figure 6.1b). Les zones de moindre pression étant favorables au piégeage de fluides hydrothermaux (e.g. veines en forme de croissant) (Cox et al., 1991). Sur les zones T5 et 88, l'orientation de l'intrusion et des contacts avec les roches encaissantes, suggèrent la mise en place d'un dyke orienté NO-SE, fortement penté vers le NE (McMillan, 2010; Duplessis et Bisaillon, 2012). Ainsi, aux zones T5 et 88, l'orientation du dyke a permis l'accommodation des contraintes par le développement de zones de cisaillement et de failles inverses (Figure 6.1a) plutôt que de plis bien définis, d'où le fait qu'il n'y ait pas eu développement de veines en forme de croissant dans ce secteur. Les zones de cisaillement, cependant, ont contribué au développement des plis à double plongement au sein des roches volcanoclastiques ainsi qu'à canaliser les fluides hydrothermaux minéralisateurs.

La déformation cassante s'est principalement matérialisée par la formation de failles et de fractures ayant permis le drainage des fluides hydrothermaux et la formation des veines minéralisées (Figure 6.1). Les failles cassantes matérialisent essentiellement un raccourcissement horizontal mais des mouvements décrochants sont aussi présents. L'orientation et les indicateurs cinématiques observés sur les failles inverses et structures associées (fractures, veines) suggèrent qu'elles sont synchrones du plissement régional. Les failles décrochantes, principalement visibles sur la zone T1



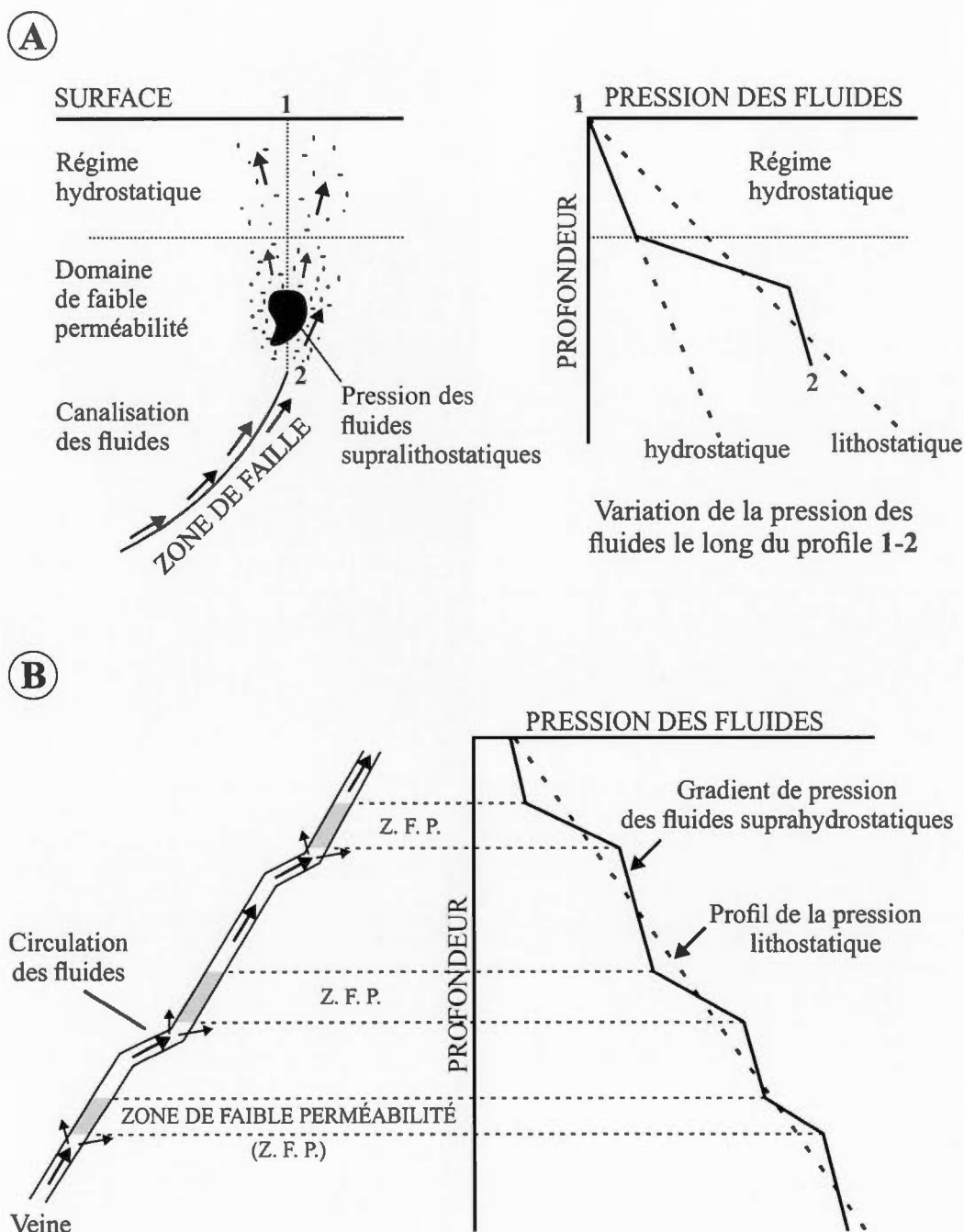
(Figure 6.1b), semblent représenter une accommodation tardive de la déformation régionale, possiblement attribuable à une rotation antihoraire des contraintes, ce qui aurait permis la formation ou la réactivation de certaines structures en décrochement dextre.

#### 6.1.2 Formation des veines

Le système de veines de quartz-carbonates présent au sein du décapage de BT s'est développé via le remplissage de fractures de cisaillement et d'extension qui se sont formées lors du développement des plis et des zones de cisaillement associées et aussi par fracturation hydraulique ayant généré des brèches et stockwerks hydrothermaux (Figure 6.1). Les veines de cisaillement se sont développées durant toutes les étapes de la déformation régionale, et empruntent des zones de faiblesse créées lors du développement de la schistosité ou de failles inverses à fort pendage marquées par les zones de cisaillement (Schaubs et Wilson, 2002; Dubé et Gosselin, 2007). Lors du raccourcissement régional, l'accumulation des contraintes, les mouvements cisaillants le long des plans de fractures et l'augmentation de la pression des fluides, ont aussi permis la mise en place des veines d'extension subhorizontales. Les veines d'extension sont aussi reliées au plissement affectant les intrusions, puisqu'elles se sont formées lors de l'aplatissement de ces intrusions pour développer les veines en forme de croissant et/ou alors que la charnière des plis s'est fracturée pour développer les veines d'extension oblique (Schaubs et Wilson, 2002). Ce type de veine est cependant moins développé sur les zones T5 et 88, comparativement à la zone T1 ; ce qui peut s'expliquer par une orientation différente des intrusions. Aux zones T5 et 88, ce sont principalement des veines de cisaillement qui se sont mises en place au cœur de l'intrusion (McMillan, 2010).

Les relations structurales et géométriques des veines en remplissage de faille et d'extension subhorizontale démontrent qu'elles sont pénécontemporaines du développement des zones de cisaillement : (1) l'intersection des plans matérialisant les deux types de veines est perpendiculaire à la direction de glissement enregistrée sur les zones de cisaillement ; (2) les veines d'extension subhorizontale sont perpendiculaires à la schistosité  $S_1$  et leur intersection avec cette schistosité est, elle aussi, perpendiculaire à la direction de glissement mesurée sur les cisaillements ; et (3) la géométrie de certaines veines d'extension est compatible avec le mouvement enregistré par les zones de cisaillement, i.e. subvertical.

Les différents types de veines témoignent donc de la chronologie relative des différents processus qui ont permis leur formation pendant les différents incréments de déformation régionale (Figure 6.1a) (Cox et al., 1991; Windh, 1995; Robert et Poulsen, 2001). Les différentes textures et structures observées témoignent aussi de plusieurs mécanismes de formation induits par le passage des fluides hydrothermaux (Sibson et al., 1988; Cox et al., 2001). Ainsi, les veines de quartz laminées, sigmoïdales, à croissance syntaxiales et à texture en « *crack-and-seal* », suggèrent une mise en place à la transition ductile-cassant avec une direction d'ouverture subparallèle à  $\sigma_3$ , ce qui est cohérent avec un raccourcissement subhorizontale et un étirement subvertical (McCuaig et Kerrich, 1998; Robert et Poulsen, 2001). Les brèches hydrothermales et les stockwerks se sont plutôt formés au sein d'un régime cassant durant les stades tardifs de la déformation tel que suggéré par Jébrak (1997) et Goldfarb et al. (2005) pour des contextes semblables. Les variations dans les processus de croissance des veines sont attribuables à des fluctuations, à la fois dans le temps et dans l'espace, de la pression des fluides dans les différentes parties du système minéralisé de BT (Figure 6.2a et b). Ce système minéralisé s'est donc formé dans un espace-temps structuralement contrôlé, où la pression des fluides est passée



**Figure 6.2** A. et B. Diagrammes schématiques montrant la canalisation et la fluctuation de la pression des fluides lors du passage dans des zones à faible perméabilité matérialisées par la présence d'une intrusion ou par la cimentation des veines, respectivement. Supralithostatique/hydrostatique : augmentation de la pression à l'approche d'une barrière imperméable. Modifiés de Cox et al. (1991).



d'un régime supralithostatique à hydrostatique de façon cyclique (Sibson et al., 1988; Cox et al., 1991; McCuaig et Kerrich, 1998; Cox et al., 2001).

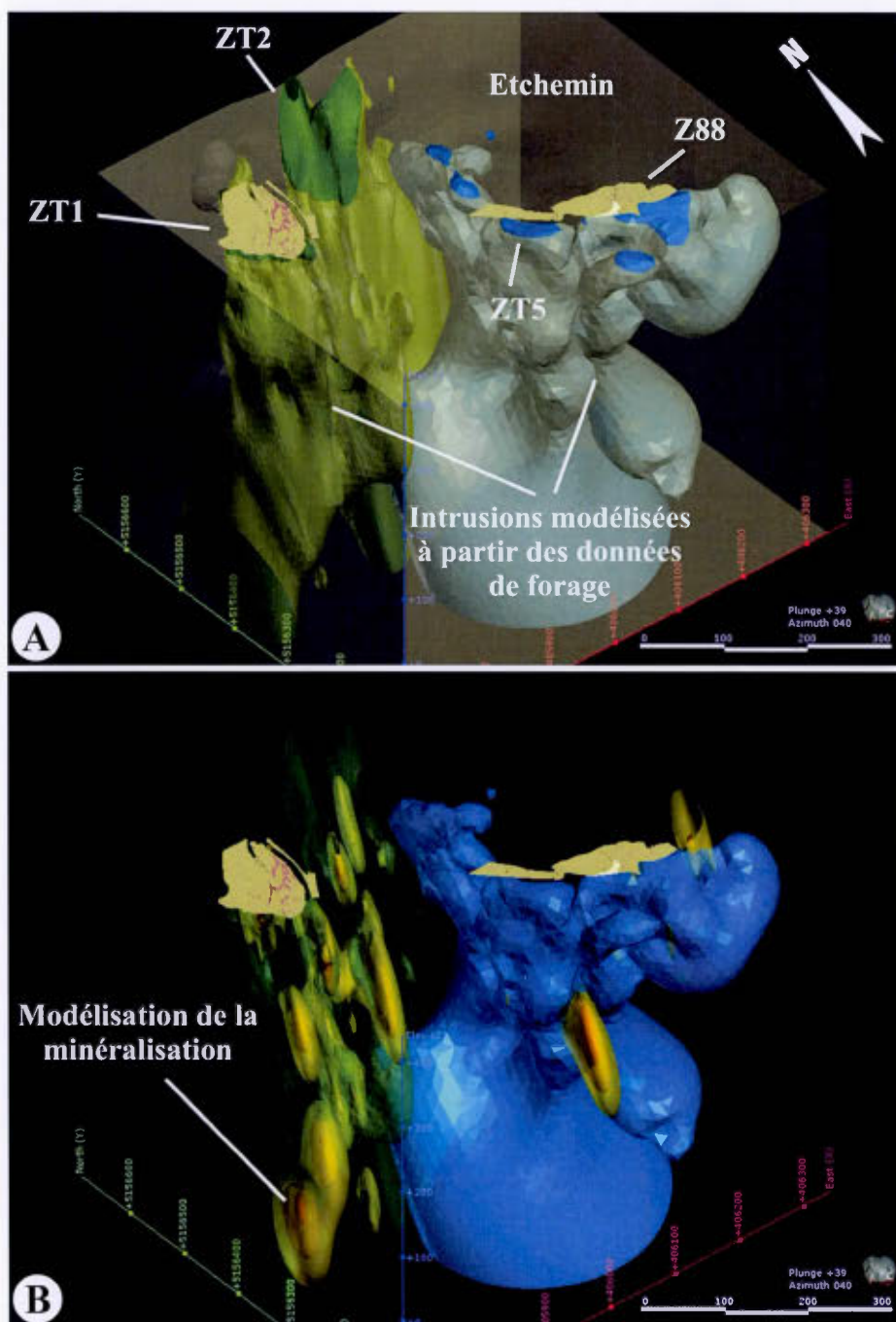
### 6.1.3 Implications quant à la minéralisation aurifère

Dans le cas de BT, des failles subsidiaires dans le mur de la faille de La Guadeloupe située à environ 5 kilomètres à l'est de BT, ont probablement permis le drainage des fluides minéralisateurs profonds. Les déformations occasionnées lors de l'orogénie Acadienne et le passage des fluides minéralisateurs ont été contrôlés par les compétences variables et contrastées des différentes lithologies. Ces différences rhéologiques ont permis la création d'importantes zones de fractures et l'établissement de conditions de pression de fluide supralithostatique (Cox et al., 1991; Windh, 1995; McCuaig et Kerrich, 1998; Cox et al., 2001), qui ont favorisé le développement d'une porosité structurale plus importante au sein des intrusions recoupant les roches du Groupe de Magog (Figure 6.2a). Les veines minéralisées aurifères du décapage BT montrent plusieurs mécanismes de croissance qui démontrent que le transport des métaux (et de l'or) s'est effectué de manière épisodique (Figure 6.2b) dans un système semi-ouvert (Oliver, 1996). Les ouvertures incrémentales des fractures sous l'effet du pompage sismique ont ainsi favorisé la concentration de l'or (Cox et al., 1991; McCuaig et Kerrich, 1998; Cox et al., 2001). En fonction de la durée des événements d'ouverture, la précipitation de l'or a pu se faire par interaction des fluides avec la roche encaissante ou par mélange des fluides plus profonds avec ceux déjà en équilibre avec la roche encaissante (Cox et al., 1991; Windh, 1995; Robert et Poulsen, 2001).

Selon les observations de terrain et l'analyse des forages effectués jusqu'à ce jour sur le gîte de BT, c'est la zone T1 qui montre les meilleures teneurs en or et où la

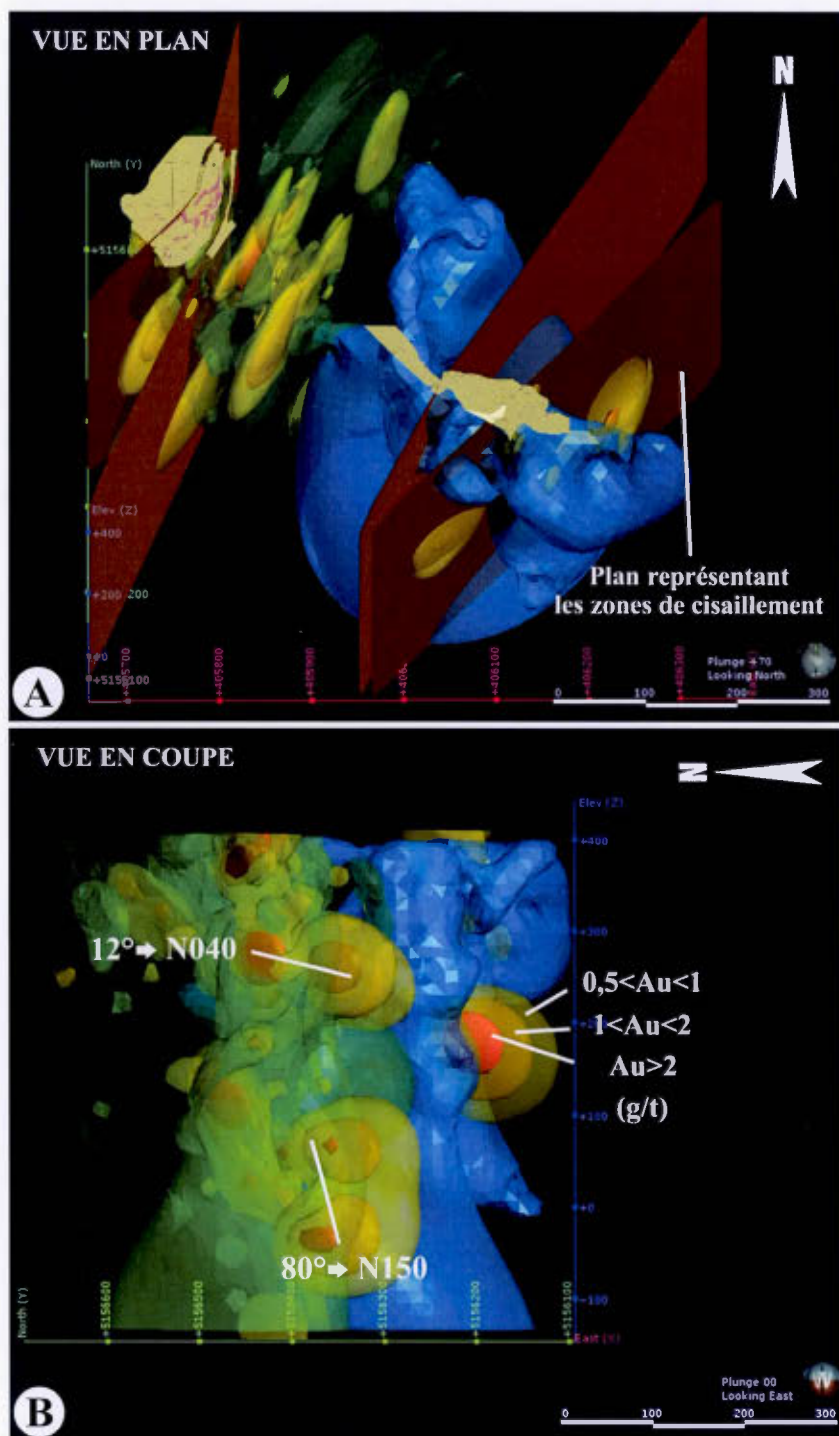
minéralisation s'est principalement concentrée (Figure 6.3) (McMillan, 2010; Bédard, 2012; Duplessis et Bisailon, 2012). Selon les dernières tranchées réalisées en 2010, les anomalies en or se répartissent sur une surface de 120 mètres de long et 50 mètres de large (Bédard, 2012), ce qui définit une zone située entre les deux principaux cisaillements présent à la zone T1 (Figure 6.4a). Ces cisaillements de deuxième, voire troisième ordre, ont donc canalisé les fluides minéralisateurs. C'est principalement le long des veines de cisaillement (e.g. veine Rico) que se trouvent les principaux corps minéralisés comprenant les sulfures et l'or. La principale colonne minéralisée est donc comprise dans des plans en moyenne orientés NE ayant un pendage compris entre 80° et 90° (Figure 6.4b). Aux zones T5 et 88, les veines présentes sont principalement représentées par des veines de cisaillement subverticales, ayant la même orientation qu'à la zone T1, et qui se sont concentrées au cœur de l'intrusion. Au sein de veines de cisaillement, les corps minéralisés sont généralement parallèles à la direction de glissement (Robert et Poulsen, 2001), soit avec une forte plongée vers le SE, qui correspond effectivement à la minéralisation en or présente à BT (Figures 6.3 et 6.4).

Une deuxième colonne minéralisée possible est l'intersection des veines de cisaillement avec les veines en extension. Ce sont des sites favorables à la concentration de l'or et où le pompage sismique et les interactions entre les différents fluides et/ou la roche encaissante sont les plus importants (Cox et al., 1991; Windh, 1995; Robert et Poulsen, 2001). La distribution des corps minéralisés est alors parallèle aux linéations d'intersection de ces deux types de veines, soit d'environ 12° vers le NE dans le cas de BT (Figure 6.4b), qui semblent aussi définir la plongée des veines en croissant et l'axe de pli inféré et local de la diorite de la zone T1.



**Figure 6.3** Exemples de modélisation 3D du gîte de Bellechasse-Timmins via le logiciel Leapfrog Geo : **A.** Modèle géologique montrant les principales zones et lithologies (Bloc jaune en transparence : Formation d’Etchemin). **B.** Modèle géologique intégrant la minéralisation. Les représentations cartographiques des intrusions des Figures 5.2, 5.3 et 5.4 ont été intégrées à la modélisation.





**Figure 6.4** Exemples de modélisation 3D du gîte de Bellechasse-Timmins via le logiciel Leapfrog Geo : **A.** Modèle géologique intégrant les zones de cisaillement et la minéralisation. **B.** Valeurs d'interpolation de la minéralisation et orientation des colonnes minéralisées.

Au sein même des différentes veines, la minéralisation peut être tabulaires, lenticulaires ou encore discontinus car elle peut se concentrer au centre, aux épontes ou au niveau des zones de mélange des fluides en fonction de la localisation des ouvertures rythmiques (Windh, 1995). Au sein des différents travaux effectués sur le décapage, la distribution de l'or a souvent été décrite comme étant erratique (e.g. Gauthier et al., 1987; Figueiredo, 1999; McMillan, 2010), ce qui semble confirmé par la modélisation 3D des plus fortes teneurs en or analysées au sein des forages (Figure 6.4). En règle générale, les veines en remplissage de faille sont caractérisées par des corps minéralisés qui, en plus d'être contenus dans le plan de cisaillement, sont parallèles à la direction de transport enregistrée par les failles et/ou les zones de cisaillement (Robert et Poulsen, 2001). Ceci serait une hypothèse à prendre en considération et à vérifier lors de futurs travaux d'exploration sur BT.

## 6.2 Modèles génétiques des filons d'or orogénique

### 6.2.1 Modèles actuels

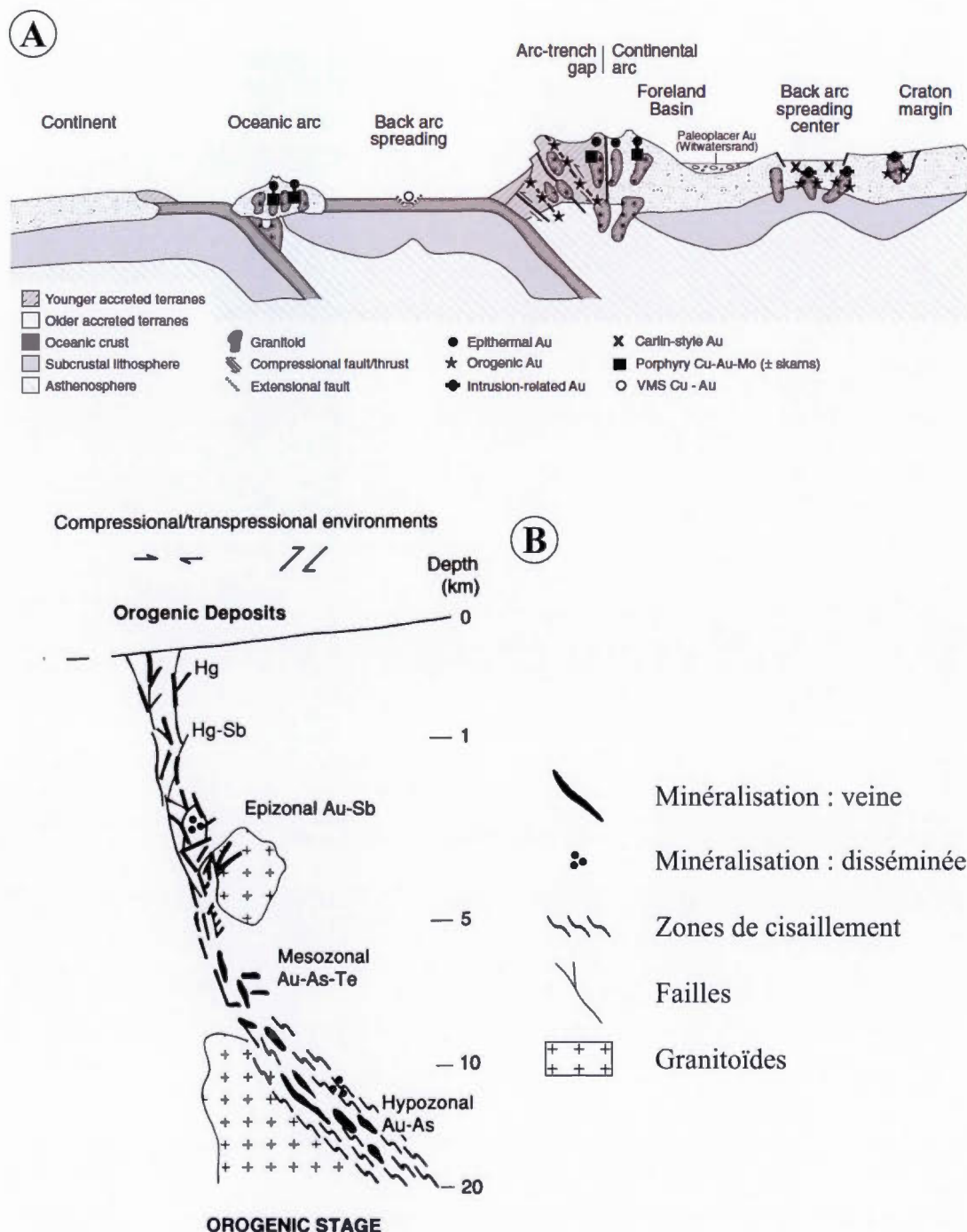
Depuis les années 80', plusieurs modèles génétiques ont été proposés pour expliquer la formation des filons d'or orogénique, principalement encaissés dans des ceintures de roches vertes archéennes (e.g. Sibson et al., 1988; Colvine, 1989; Groves, 1993; McCuaig et Kerrich, 1998; Ridley et Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007; Phillips et Powell, 2009; Tomkins 2010), ce qui a parfois donné lieu à diverses interprétations, parfois conflictuelles sur certains points.

#### *a) Caractéristiques communes des gisements d'or orogénique*

La caractéristique commune des gisements filoniens à or est leur association, à travers le temps et l'espace, avec des terrains déformés et métamorphisés (Kerrick, 1990; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Ils se sont formés au cours de processus de compression et/ou de transpression aux limites de plaques en convergence par le biais de collisions arc-continent-arc ou continent-continent, d'où le qualificatif « d'orogénique » (Figure 6.5a). Ils se répartissent généralement le long d'importantes zones de faille, d'échelle crustale, qui coïncident souvent avec des contrastes lithologiques majeurs et agissent comme systèmes de « plomberie » pour les fluides minéralisateurs (Sibson et al., 1988; Groves, 1993; Cox et al., 1991; Robert et al., 1994; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Ils résultent donc de processus orogéniques pendant lesquels des sédiments marins hydratés et des roches volcaniques sont accrétés. Les événements thermiques reliés à de la subduction, l'augmentation des gradients géothermiques induit par l'épaississement crustal, et la formation de structures majeures initient et localisent la circulation de fluides hydrothermaux sur de grandes distances (Groves, 1993; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Bierlein et al., 2009).

Ces gîtes sont caractérisés par une minéralisation épigénétique, structuralement contrôlée, qui est associée à la mise en place de réseaux simples et/ou complexes de veines aurifères à quartz-tourmaline-carbonates (Cox et al., 1991; Robert et Poulsen, 2001; Dubé et Gosselin, 2007). Les veines se forment au sein de failles et de zones de cisaillement fragile-ductile auxquelles sont aussi fréquemment associées des veines d'extension à faible pendage et des brèches hydrothermales (Robert, 1990; Robert et Poulsen, 2001; Gaboury et Daigneault, 2000). En terme de contenu en or, ce type de gisements aurifères est plus important au sein de terrains archéens (e.g. Provinces du Lac Supérieur et des Esclaves au Canada ; Kerrich, 1990), mais de nombreux gisements de classe mondiale sont aussi encaissés dans des roches du Protérozoïque et du Paléozoïque (e.g. la ceinture de Lachlan en Australie ; Cox et al., 1995).





**Figure 6.5** A. Diagramme schématique montrant les paramètres tectoniques favorables à la mise en place des différents types de gisement d'or. Tirée de Goldfarb et al. (2005). B. Représentation schématique du «continuum» crustal pour la formation des gisements d'or aux convergences de plaques. Modifiée de Groves et al. (1998).

*b) Le modèle du « continuum » crustal et ses limites*

La formation des gîtes d'or orogénique à travers un large éventail de profondeur et de température crustales a conduit au développement d'un modèle basé sur un « continuum » du style des dépôts et des assemblages minéralogiques associés (Figure 6.5b). Ce modèle, initialement proposé par Colvine et al. (1988) puis repris par Groves (1993), est l'un des plus prisés actuellement. Il postule sur une formation continue des gisements d'or, du faciès prehnite-pumpellyite jusqu'à celui des granulites, i.e. de 180°C à 700°C, sur un intervalle d'environ 20 kilomètres de profondeur à travers la croûte terrestre (Figure 6.5b). Le modèle implique aussi que les gisements d'or orogénique se formeraient pendant les derniers incréments du raccourcissement crustal, ce qui correspondrait au pic métamorphique, et qu'ils sont, par conséquent, syn- à tardi-orogénique (McCuaig et Kerrich, 1998; Groves et al., 2000; Goldfarb et al., 2005). Une classification des gisements d'or orogénique a par la suite été proposée par Groves et al. (1998) en fonction de la profondeur de formation (Figure 6.5b) ; soit des gisements dits (1) épizonal (< 6 km), (2) mésozonal (6-12 km) et (3) hypozonal (> 12 km).

Le modèle du « continuum » est cependant critiqué lorsqu'il s'agit de gîtes d'or encaissés dans des roches métamorphisées à un faciès inférieur à celui des schistes verts et supérieur à celui des amphibolites supérieures (Phillips et Powell, 2009; Tomkins, 2013). Par exemple, à des conditions pression-température dépassant celles du faciès des amphibolites, le modèle ne prend pas en considération la possibilité de fusion partielle des roches et le potentiel de formation de fluides riches en soufre (Phillips et Powell, 2009; Tomkins, 2013). Ainsi la nature, et donc la source des fluides, demeure un aspect encore controversé dans la formation de ce type de gîte. Certains auteurs proposent une dévolatilisation métamorphique et la déposition de l'or selon, ou non, le modèle du « continuum » (e.g. Colvine, 1989; Powell et al.,

1991; Groves et al., 1998; Tomkins, 2013), alors que d'autres suggèrent l'existence d'une source magmatique, une contribution mantellique ou encore la convection profonde de fluides d'origine météoritique (e.g. Nesbitt et al., 1986; Kerrich, 1990; Spooner, 1991; Kontak et Archibald, 2002).

### 6.2.2 Implications quant à la formation du gîte de Bellechasse-Timmins

Les différents modèles proposés en littérature sont souvent basés sur divers types d'analyses (e.g. rapports isotopiques, composition d'inclusions fluides, etc.), qui n'ont pas été effectuées sur le gîte de BT. Cependant, celui-ci étant encaissé au sein de roches métamorphisées au faciès des schistes verts inférieur, le modèle et les caractéristiques communes des gîtes d'or orogéniques (composition des fluides, température des fluides, etc.), couplées avec les données recueillies au cours de cette étude permettent d'émettre certaines hypothèses sur les conditions physico-chimiques des fluides hydrothermaux responsables de la minéralisation.

#### *a) Transport et précipitation de l'or*

Les fluides hydrothermaux qui permettent le transport de l'or, sont généralement riches en  $\text{CO}_2$  avec une salinité plutôt faible et un pH approximativement neutre (McCuaig et Kerrich, 1998; Bierlein et al., 2004; Goldfarb et al., 2005; Fu et al., 2012). L'or est probablement transporté via un complexe sulfuré réducteur dont le liant présumé est  $\text{HS}^-$ . En s'associant à l'or,  $\text{HS}^-$  forme un complexe sulfuré  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  et/ou  $\text{AuHS}^-$  (McCuaig et Kerrich, 1998; Phillips et Powell, 2010; Tomkins, 2013). Les fluides hydrothermaux minéralisateurs, riches en S et pauvres en Cl, peuvent donc expliquer les fortes teneurs en Au des gisements orogéniques comparativement



à leurs teneurs en métaux de base (McCuaig et Kerrich, 1998). Le complexe sulfuré porteur d'or doit ensuite être déstabilisé pour qu'il y ait précipitation des substances dissoutes transportées par les fluides hydrothermaux. L'or précipite suite à la perte en soufre des fluides minéralisateurs qui se produit par sulfurisation de la roche encaissante, par immiscibilité de  $H_2S$ , par oxydation ou réduction du fluide, ou par une combinaison de ces processus (McCuaig et Kerrich, 1998; Goldfarb et al., 2005). Au faciès des schistes verts, les roches encaissantes de composition mafique, celles-ci riches en Fe, Mg et Ca, peuvent aussi exercer un contrôle lithologique sur la minéralisation aurifère (McCuaig et Kerrich, 1998).

Le gîte de BT est caractérisé par une altération en carbonates (i.e. calcite et ankérite), reliée à des fluides hydrothermaux qui étaient probablement riches en  $CO_2$ . La présence des carbonates a aussi été vraisemblablement contrôlée par l'altération des intrusions qui a favorisé leur précipitation (e.g. par saussuritisation des plagioclases et libération des ions  $Ca^{2+}$ ). Ce phénomène aurait donc changé la composition initiale des fluides hydrothermaux et permis la précipitation des métaux. Les teneurs en Au sont plus élevées que celles en métaux de base, ce qui permet d'émettre l'hypothèse que des fluides peu salins ont probablement circulé au sein du système. La circulation des fluides aura aussi permis la sulfurisation des épontes et l'altération conséquente de certains minéraux, e.g. l'altération de l'ilménite, témoignant ainsi de variations physico-chimiques des fluides minéralisateurs lors de leur passage au sein de la roche encaissante. Si les gîtes d'or orogéniques se forment réellement durant des stades tardifs de la déformation régionale, la mise en place de la minéralisation à BT serait donc ca. 380-375 Ma ou légèrement plus jeune (i.e. ce qui correspond à l'âge du pic métamorphique acadien selon Tremblay et al., 2000).

*b) Quelle a été la source de l'or ?*

Les deux principaux modèles en littérature pour la source de l'or dans les gisements de ce type sont la dévolatilisation métamorphique et le magmatisme. Le premier modèle implique une dévolatilisation qui aurait été contemporaine de l'évolution prograde du métamorphisme régional et de la rééquilibration thermique des terrains volcanosédimentaires. Ces phénomènes auraient généré des fluides aurifères par transformation minéral (e.g. pyrite en pyrrhotite) et/ou par dissolution du soufre (McCuaig et Kerrich, 1998; Phillips et Powell, 2010; Tomkins, 2013; Gaboury, 2013). Le second modèle implique le relâchement de fluides lors de la cristallisation de magmas felsiques ou intermédiaires enrichis en S, Cu, Mo, Sb, Bi, W, Pb, Zn, Te, Hg, As et Ag (« *gold-plus deposits* » ; e.g. Phillips, 2013 et Tomkins, 2013). L'idée d'un modèle d'une source purement magmatique pose cependant problème puisque les gisements d'or orogénique se trouvent associés à des roches ignées de composition très variable (Goldfarb et al., 2005), ils sont généralement enrichis seulement en soufre et en or (i.e. *gold-only deposits* ; Goldfarb et al., 2005; Phillips et Powell, 2010), et les intrusions « fertiles » sont généralement significativement plus vieilles que les veines de quartz-carbonate porteuses de la minéralisation (Dubé et Gosselin, 2007). De plus, les gisements de type « *gold-plus* » se forment dans des environnements plus oxydés ou le transport de l'or se fait généralement par complexe chloruré donc salin (Phillips et Powell, 2010).

La minéralisation aurifère du gîte de BT témoigne donc plutôt d'une remobilisation de métaux et d'une concentration de fluides hydrothermaux au sein des lithologies les plus compétentes du Groupe de Magog, avec un contrôle structural prépondérant. Cette minéralisation s'est évidemment formée après la mise en place des intrusions à  $455 \text{ Ma} \pm 1,6 \text{ Ma}$ , excluant ainsi une origine strictement magmatique des sulfures et de l'or reliée à ces diorites.

En ce qui concerne une source aurifère d'origine métamorphique pour le gîte de BT, deux hypothèses sont envisageables. La première hypothèse serait celle d'une source aurifère proximale, provenant de la remobilisation d'or syn-génétique au sein du Groupe de Magog (Gauthier et al., 1987; Gauthier et al., 1994) ; la déformation et le métamorphisme des shales pyriteux aurifères de la Formation de Beauceville auraient permis la remobilisation de l'or contenu dans ces pyrites (Gauthier et al., 1987; Gauthier et al., 1994). Les fluides métamorphiques générés à partir des shales noirs riches en matière organique du Beauceville, et donc enrichis en  $H_2S$ , auraient transporté l'or. Selon Gaboury (2013), pour des roches sources de ce type, la transition schistes verts/amphibolites doit être atteinte pour que la remobilisation soit optimale.

La seconde hypothèse pour une origine métamorphique des fluides aurifères implique une source plus distale et profonde, sachant que, lors d'un événement métamorphique régional, de grandes quantités de fluides sont libérées. Ces fluides « profonds » traversent la croûte et sont capables de dissoudre certains composants présents dans des assemblages de roches volcaniques et/ou sédimentaires, incluant souvent un précurseur relativement riche en or (Dubé et Gosselin, 2007). Ces fluides fertiles d'origine profonde sont ensuite drainés au sein de la croûte par des failles d'importance régionale, par exemple, la faille de La Guadeloupe et/ou des structures secondaires associées.

Les autres modèles génétiques sur la source de l'or, tels que ceux d'une contribution mantellique et d'un apport de fluides météoritiques, nous apparaissent inadéquats quant à la formation du gîte de BT. La contribution de fluides mantelliques est généralement basée sur une association spatiale entre la minéralisation aurifère et des lamprophyres ou des roches métamorphisées au faciès granulite (Ridley et Diamond, 2000; Dubé et Gosselin, 2007), ce qui n'est évidemment pas le cas à BT. L'apport de



fluides météoritiques est une hypothèse ayant été abandonné pour la plupart des gisements d'or orogénique car certaines analyses (par exemple, isotopie de l'hydrogène dans les inclusions fluides) ont clairement démontré que les résultats ne reflètent pas la composition des fluides minéralisateurs mais plutôt de ceux qui ont infiltré le dépôts tardivement (i.e. inclusions fluides secondaires plutôt que primaires ; McCuaig et Kerrich, 1998). Ridley et Diamond (2000) croient que la composition des fluides minéralisateurs qui circulent sur de grande distance au travers différents types de roches ne devraient pas posséder une signature géochimique représentative de la source, mais plutôt des interactions de ces fluides avec le volume rocheux traversé entre cette source et les roches encaissant la minéralisation. Dans le futur, l'application de certains types d'analyses, telles que la composition des inclusions fluides des veines de quartz aurifères ou celles en isotopes stables (e.g. C, O et S) dans les éponges de ces veines, pourraient permettre une meilleure détermination des conditions physico-chimiques de la minéralisation de BT (Bierlein et al., 2004; Fu et al., 2012).

## CHAPITRE VII

### CONCLUSION

Le gîte de Bellechasse-Timmins (BT) est situé dans les Appalaches du sud du Québec au sein de la zone de Dunnage, domaine océanique adjacent à la marge laurentienne formée en contexte de subduction durant le Paléozoïque précoce (Tremblay et al., 1995). Il est encaissé dans des roches sédimentaires et volcanosédimentaires appartenant au Groupe de Magog (Cousineau, 1990; Cousineau et St-Julien, 1994), considéré comme les vestiges d'un bassin avant-arc formé pendant l'orogénie Taconienne. C'est un gisement endogène qui résulte de processus induits par la dynamique interne du globe, tels que le métamorphisme et l'hydrothermalisme (Jébrak, 2006). Les roches encaissant le gisement ont été déformées et métamorphisées au faciès des schistes verts lors de l'orogénie Acadienne (Tremblay et al., 2000). Cette orogénie est associée à des structures régionales, principalement orientées NO-SE, et est contemporaine de la production de fluides hydrothermaux ayant été drainés dans les principales structures (failles, plis) (Gauthier et al., 1994; Tremblay et al., 2000). Selon la classification de Groves et al. (1998), BT est un gîte mésozonal, dont le métamorphisme de faible grade et les minéraux d'altération hydrothermale suggèrent une mise en place à des températures  $\leq 350^{\circ}\text{C}$  et une profondeur crustale comprise entre 5 et 10 kilomètres. Il s'agit d'un gisement d'or orogénique dont les veines de quartz-carbonates et la minéralisation associée témoignent d'une mise en place syn-tectonique, à la transition ductile-cassant. L'hétérogénéité des roches encaissantes, et par conséquent, les comportements rhéologiques contrastés de ces roches sont à l'origine de la localisation de la fracturation et de la minéralisation au sein des intrusions de diorite recoupant le Groupe de Magog. Le système de veines de quartz-carbonates s'est développé via le

remplissage de fractures de cisaillement et d'extension formées lors du développement des plis et des zones de cisaillement. La formation incrémentale de ces fractures, sous l'effet probable du pompage sismique, ont ainsi favorisé la concentration de la minéralisation.

À ce jour, une meilleure compréhension du gîte de Bellechasse-Timmins nécessiterait des analyses supplémentaires telles que la composition des inclusions fluides dans les veines minéralisées, la détermination de certains rapports isotopiques (e.g. C, O, S), et/ou encore des datations U-Pb, qui permettraient de vérifier certaines hypothèses présentées dans la discussion. Notre analyse structurale a cependant permis de mieux comprendre la géométrie du gîte et la chronologie relative de la minéralisation épigénétique présente à BT. La genèse du gîte de Bellechasse-Timmins a nécessité la combinaison de plusieurs paramètres importants, tels que (1) la présence d'une roche source, probablement volcanosédimentaire, enrichie en or et les métaux associés, (2) la genèse de fluides métamorphiques aux bonnes conditions physico-chimiques capables de transporter la minéralisation, (3) des structures régionales majeures de premier ordre, telle que la faille de La Guadeloupe, et des structures de deuxième et troisième ordre ayant servi de canalisations à la minéralisation, et (4) une roche hôte capable de recevoir cette minéralisation autant en termes structural que géochimique. La présence d'une lithologie compétente, le développement de cisaillement au niveau des contrastes lithologiques, la proximité avec les shales noirs pyriteux de la Formation de Beauceville et la présence de charnière de plis, pourraient être de bonnes cibles d'exploration pour ce type de gisement dans les Appalaches du sud du Québec, et plus particulièrement dans le Groupe de Magog.



## RÉFÉRENCES

- Alexandrov, P., Ruffet, G. et Cheilletz, A. (2002). Muscovite recrystallization and saddle-shaped  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra: example from the Blond Granite (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 66, No. 10, p. 1793-1807.
- Allaby, A. et Allaby, M. (1999). Saussuritization. *A dictionary of Earth Sciences*. Encyclopedia.com. <http://www.encyclopedia.com/doc/1O13-saussuritization.html>.
- Armstrong, T.R., Tracy, R.J. et Hames, W.E. (1992). Contrasting styles of Taconian, Eastern Acadian and Western Acadian metamorphism, central and Western New England. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 10, p. 415-426.
- Bédard, E. (2012). Technical report on the geological mapping, trenching and sampling on the Bellechasse-Timmins claims, Canton Bellechasse. GM 66302, 20 p.
- Bergmann, H.J. (1960). Report on the property. Blackhawk Mining Ltd. 16 p.
- Bigot, L. (2015). Outils de caractérisation de l'altération en contexte aurifère : Application en Abitibi. Atelier Consorem, Consortium de recherche en exploration minérale, Février 2015, Montréal.
- Bierlein, F.P., Arne, D.C. et Cartwright, I. (2004). Stable isotope (C, O, S) systematics in alteration haloes associated with orogenic gold mineralization in the Victorian gold province, SE Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, vol. 14, p. 191-211.
- Bierlein, F.P., Groves, D.I. et Cawood, P.A. (2009). Metallogeny of accretionary orogens – The connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews*, vol. 36, p. 282-292.
- Bossé, J. (1994). Contexte géologique du gîte polymétallique de Champagne, Appalaches du Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Canada, 177 p.
- Boucher, S.M., Hannington, M.D. et Dubé, B. (2010). Primary and secondary ore textures in the West Ansil volcanic-hosted massive-sulphide deposit, Noranda mining camp, Rouyn-Noranda, Quebec. *Geological Survey of Canada. Current Research* 2010-10, 16 p.

- Bourque, P.-A., Malo, M. et Kirkwood, D. (2000). Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian to earliest Devonian time: The Gaspé Belt Québec. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 112, p. 4-20.
- Briqueu, L., Bougault, H. et Joron, J.-L. (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet Science Letters*, vol. 68, p. 297-308.
- Brown, D., Ryan, P.D., Alfonso, J.C., Boutelier, D., Burg, J.P., Byrne, T., Calvert, E., Cook, F., DeBari, S., Dewey, J.F., Gerya, T.V., Harris, R., Herrington, R., Konstantinovskaya, E. Reston, T. et Zagorevski, A. (2011). Arc-Continent Collision: The making of an orogen. Dans *Arc-Continent Collision* (eds. Brown, D. et Ryan, P.D.), London, Springer, p. 477-493.
- Bucher, K. et Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (8<sup>th</sup> Edition). London ; New York, Springer, 428 p.
- Passchier, C.W. et Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics* (2<sup>nd</sup> Revised and Enlarged Edition). Berlin ; New York, Springer, xvi, 366 p.
- Camiré, (1986). Rapport gîtologique, Indice Timmins, Canton de Bellechasse. Thèse de baccalauréat, Université du Québec à Montréal, Canada, 58 p.
- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A. et Féraud, G. (2001). Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber zone. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 113, p. 144-160.
- Castonguay, S. et Tremblay, A. (2003). Tectonic evolution and significance of Silurian – Early Devonian hinterland-directed deformation in the internal Humber zone of the southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Sciences*, vol. 40, p. 255-268.
- Castonguay, S., Ruffet, G. et Tremblay, A. (2007). Dating polyphase deformation across lowgrade metamorphic belts: An example based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite age constraints from the southern Québec Appalachians, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 119, p. 978-992.
- Cawood, P. A., Dunning, G. R., Lux, D. et van Gool, J.A.M. (1994). Timing of peak metamorphism and deformation along the Appalachian margin of Laurentia in Newfoundland: Silurian, not Ordovician. *Geology*, vol. 22, p. 399-402.

- Cawood, P.A., Van Gool, J.A.M. et Dunning, G.R. (1995). Collisional tectonics along the Laurentian margin of the Newfoundland Appalachians. Dans *Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen* (eds. Hibbard, J.P. et al.), Geological Association of Canada, Special Paper 41, p. 283- 301.
- Colvine, A.C. (1989). An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada. Dans *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988* (eds. Keys, R.R., Ramsay, W.R.H. et Groves, D.I.), Economic Geology, Monograph 6, p. 37-53.
- Cousineau, P.A. (1990). Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre St-Joseph-de-Beauce et Sainte-Sabine. Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 87-02, 165 p.
- Cousineau, P.A. et St-Julien, P. (1992). The Saint-Daniel Mélange: Evolution of an accretionary complex in the Dunnage terrane of the Québec Appalachians. *Tectonics*, vol. 11, p. 898-909.
- Cousineau, P.A. et Tremblay, A. (1993). Acadian deformation in the southwestern Quebec Appalachians. *Geological Society of America*, Special Paper 275, p. 85-99.
- Cousineau, P.A. et St-Julien, P. (1994). Stratigraphie et paléogéographie d'un bassin d'avant-arc ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, p. 435-446.
- Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A. et Potter, T.F. (1991). Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits – examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*, vol. 6, p. 391-423.
- Cox, S.F., Sun, S.S., Etheridge, M.A., Wall, V.J. et Potter, T.F. (1995). Structural and Geochemical Controls on the Development of Turbidite-Hosted Gold Quartz Vein Deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Economic Geology*, vol. 90, p. 1722-1746.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A. et Braun, J. (2001). Principles of Structural Control on Permeability and Fluid Flow in Hydrothermal Systems. Dans *Structural controls on ore genesis* (eds. Richards, J.P. et Tosdal, R.M.), Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, vol. 14, p. 1-24.
- Daoudene, Y (2011). La tectonique extensive en Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur – modalités et implications géodynamiques. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, 426 p.



- David, J. et Marquis, R. (1994). Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: application aux roches de la zone de Dunnage. *Revue géologique du Québec*, vol. 1, p. 16-20.
- Davies, J.F., Whitehead, R.E.S., Cameron, R.A. et Duff, D., (1982). Regional and Local Patterns of CO<sub>2</sub>-K-Rb-As Alteration: A Guide to Gold in the Timmins Area. *Geology of Canadian Gold Deposits*, p. 130-143.
- De Souza, S., Tremblay, A., Daoust, C. et Gauthier, M. (2008). Stratigraphy and geochemistry of the Lac-Brompton ophiolite, Canada: evidence for extensive forearc magmatism and mantle exhumation in the Southern Québec Ophiolite Belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 45, p. 999-1014.
- De Souza, S. et Tremblay, A. (2010). The Rivière-des-Plante ultramafic Complex, southern Québec: Stratigraphy, structure, and implications for the Chain Lakes massif. *Geological Society of America Memoirs*, vol. 206, p. 123-139.
- De Souza, S. (2012). Évolution tectonostratigraphique du domaine océanique des Appalaches du sud du Québec dans son contexte péri-laurentien. Thèse de doctorat, Université du Québec à Montréal, Canada, 191 p.
- De Souza, S., Tremblay, A. et Ruffet, G. (2014). Taconian orogenesis, sedimentation and magmatism in the southern Quebec-northern Vermont Appalachians: stratigraphic and detrital mineral record of Iapetan suturing. *American Journal of Science*, vol. 314, p. 1065-1103.
- Debon, F. et Lefort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, vol. 73, p. 135-149.
- Deckart, K., Féraud, G. et Bertrand, H. (1997). Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana/Surinam and Guinea: Implications to the initial opening of central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 150, p. 205-220.
- Doolan, B.L., Gale, M.H., Gale, P.N. et Hoar, R.S. (1982). Geology of the Quebec re-entrant: possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentinite belt. Dans *Majors structural zones faults of the northern Appalachians* (eds. St-Julien, P. et Béland, J.), Association géologique du Canada, étude spéciale 24, p. 87-116.
- Dubé, B. et Gosselin, P. (2007). Greenstone-Hosted Quartz-Carbonate Vein Deposits. Dans *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (eds.

- Goodfellow, W.D.), Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, No. 5, p. 49-73.
- Duplessis, C. et Bisailon, C. (2012). Bellechasse-Timmins Property Resource Estimate. Southeastern Quebec. SGS Canada Inc., 140 p.
- Figueiredo, M. (1999). Analyse structurale et métallogénique des indices d'or filoniens de la Beauce. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Canada, 143 p.
- Floyd, P.A. et Winchester, J.A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, vol. 3, p. 291-306.
- Fu, B., Kendrick, A., Fairmaid, A.M., Phillips, D., Wilson, C.J.L. et Mernagh, T.P. (2012). New constraints on fluid sources in orogenic gold deposits, Victoria, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 163, p. 427-447.
- Gaboury, D. et Daigneault, R. (2000). Flat vein formation in a transitional crustal setting by self-induced fluid pressure equilibrium – an example from the Géant Dormant gold mine, Canada. *Ore Geology Reviews*, vol. 17, p. 155-178.
- Gaboury, D. (2013). Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology*, vol. 41, p. 1207-1210.
- Gauthier, M., Auclair, M. et Durocher, M. (1987). Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur nord). Ministère des ressources naturelles du Québec, MB 87-38, 172 p.
- Gauthier, M., Chartrand, F. et Trottier, J. (1994). Metallogenic Epochs and Metallogenic Provinces of the Estrie-Beauce Region, Southern Quebec Appalachians. *Economic geology*, vol. 89, p. 1322-1360.
- Godue, R. (1988). Étude métallogénique et lithogéochimique du Groupe de Magog, Estrie et Beauce, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Canada, 70 p.
- Goldfarb, R.J., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R. et Gosselin, P. (2005). Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposit in Metamorphic Terranes. Dans *Economic Geology 100th Anniversary Volume* (eds. Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. et Richards, J.P.), Society of Economic Geologists, p. 407-450.

- Groves, D.J. (1993). The crustal continuum model for late Archean lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, vol. 28, p. 366-374.
- Groves, D.J., Ridley, J.R., Bloem, E.J.M., Gebre-Mariam, M., Hronsky, J.M.A., Knight, J.T., McCuaig, T.C., McNaughton, N.J. et Ojala, J. (1995). Lode-gold deposits of the Yilgarn Block: products of late- Archean crustal-scale over-pressured hydrothermal systems. Dans : *Early Precambrian Processes* (eds. Coward, R.P. et Ries, A.C.), Geological Society of London, Special Publication 95, p. 155-172.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. et Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits : A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, vol. 13, p. 7-27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Know-Robinson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G. et Holyland, P. (2000). Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, vol. 17, p. 1-38.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F. et Hart, C.J.R. (2003). Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Economic Geology*, vol. 98, p. 1-29.
- Haldar, S.K. et Tisljar, J. (2014). *Introduction to Mineralogy and Petrology*. New York, Elsevier, 356 p.
- Harrison, T.M. et McDougall, I. (1981). Excess  $^{40}\text{Ar}$  in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: Implications for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and the thermal history of the region. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 55, p. 123-149.
- Harte, B. et Graham, C.M. (1975). The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *Journal of Petrology*, vol. 12, pt. 2, p. 347-370.
- Hashiguchi, H., Yamada, R. et Inoue, T. (1983). Practical application of low  $\text{Na}_2\text{O}$  anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan. Dans *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits* (eds. Ohmoto, H. et Skinner, B.J.), Economic Geology, Monograph 5, p. 387-394.
- Hayatsu, A. et Carmichael, C.M. (1977). Removal of atmospheric argon contamination and the use and misuse of the K-Ar isochron method. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 14, No. 3, p. 337-345.



- Hibbard, J.P., van Staal, C.R. et Rankin, D.W. (2007). A comparative analysis of pre-Silurian crustal building blocks of the northern and southern Appalachian orogen. *American Journal of Science*, vol. 307, p. 23-45.
- Hibbard, J.P., van Staal, C.R. et Rankin, D.W. (2010). Comparative analysis of the geological evolution of the northern and southern Appalachian orogen: Late Ordovician - Permian. Dans *From Rodinia to Pangea: The lithotectonic record of the Appalachian region*, R.P. Tollo, M.J. Bartholomew, J.P. Hibbard et P.M. Karabinos, p. 51-69. *Geological Society of America*, Memoir 206.
- Hughes, C.J. (1972). Geology of the Avalon Peninsula, New-foundland, and its possible correspondance with Morocco. Note et Mémoires du Service Géologique de Maroc, No. 236, pp. 265-275.
- Huot, F., Hébert, R. et Turcotte, B. (2002). A multistage magmatic history for the genesis of the Orford ophiolite (Quebec, Canada): a study of the Mont Chagnon massif. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 39, p. 1201-1217.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, p. 523-548.
- Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, vol. 12, p. 111-134.
- Jébrak, M. (2006). Economic Geology: Then and Now. *Geoscience Canada*, vol. 33, p. 81-93.
- Kelley, S. (2002). K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 47, p. 785-818.
- Kerrick, R. (1990). Mesothermal Gold Deposits: A Critique of Genetic Hypotheses. Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, Val d'or, p. 13-31.  
Kerrick
- Kim, J., Coish, R., Evans, M. et Dick, G. (2003). Supra-subduction zone extensional magmatism in Vermont and adjacent Quebec: Implications for early Paleozoic Appalachian tectonics. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 115, No. 12, p. 1552-1569.

- Kontak, D.L. et Archibald, D.A. (2002).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of hydrothermal biotite from high-grade gold ore, Tangier gold deposit, Nova Scotia; Further evidence for 370 Ma gold metallogeny in the Meguma Terrane. *Economic Geology*, vol. 97, p. 619-628.
- Kouakou, F.E.Y. (2014). Albitisation et oxydation des roches granitoïdes en relation avec la paléosurface triasique des Sudètes (SW Pologne). Sciences de la Terre, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 164 p.
- Labbé, J.-Y. et St-Julien, P. (1989). Failles de chevauchement acadiennes dans la région de Weedon, Estrie, Québec. *Canadian Journal of Sciences*, vol. 26, p. 2268-2277.
- Lavoie, D., Burden, E. et Lebel, D. (2003). Stratigraphic framework for the Cambrian-Ordovician rift and passive margin successions from southern Quebec to western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, p. 177-205.
- Lavoie, D. et Asselin, E. (2004). A new stratigraphic framework for the Gaspé Belt in southern Quebec: implications for the pre-Acadian Appalachians of Eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, p. 507-525.
- Lisle, R.J. et Leyshon, P.R. (2004). *Stereographic Projection techniques for Geologists and Civil Engineers* (2<sup>nd</sup> Edition). Cambridge, Royaume-Uni, Cambridge University Press, 112 p.
- Malo, M., Ruffet, G., Pincivy, A. et Tremblay, A. (2008). A  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study of oceanic and continental deformation processes during an oblique collision: Taconien orogeny in the Quebec reentrant of the Canadian Appalachians. *Tectonics*, vol. 27, p. 1-29.
- Marquis, R., Figueiredo, M., Dion, D.-J., Gauthier, M., David, J. et Hubert, J. (2001). Étude structurale des minéralisations aurifères du Groupe de Magog. Ministère des ressources naturelles du Québec, ET 99-03, 38 p.
- McCuaig, T.C. et Kerrich, R. (1998). P – T – t – deformation – fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, vol. 12, p. 381-453.
- McMillan, R.H. (2010). Technical Report – Bellechasse-Timmins Property, Bellechasse-Beauce region, southeastern Québec, for Golden Hope Mines Limited, Toronto, Ontario, 61 p.
- Mélançon, B., Hébert, R., Laurent, R. et Dostal, J. (1997). Petrological and geochemical characteristics of the Bolton Igneous Group, southern Québec Appalachians. *American Journal of Science*, vol. 297, p. 527-549.

- Nesbitt, B.E., Murowchick, J.B. et Muehlenbachs, K. (1986). Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology*, vol. 14, p. 506-509.
- Oliver, N.H.S. (1996). Review and classification of structural controls on fluid flow during metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 14, p. 477-492.
- Passchier, C.W. et Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics* (2<sup>nd</sup> Revised and Enlarged Edition). Berlin ; New York, Springer, xvi, 366 p.
- Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. Dans *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (eds. Hawkesworth, C.J. et Norry, M.J.), p. 230-249. Shiva. Natwich.
- Perrot, M. (2014). Étude structurale et microstructurale de la faille St-Joseph et de la Ligne Bai Verte-Brompton dans les Appalaches du sud du Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Canada, 77 p.
- Picot, P. et Johan, Z. (1977). *Atlas des minéraux métalliques* (1<sup>st</sup> Edition). Orléans, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, No. 90, 400 p.
- Phillips, G.N. et Powell, R. (2009). Formation of gold deposits : Review and evaluation of the continuum model. *Earth-Science Reviews*, vol. 94, p. 1-21.
- Phillips, G.N. et Powell, R. (2010). Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 28, p. 689-718.
- Phillips, G.N. Australian and global setting for gold in 2013. Dans *Proceedings World Gold 2013*, Brisbane, Australia, 26–29 September, 2013. The Australian Institute of Mining and Metallurgy, p. 15–21.
- Pinet, N. et Tremblay, A. (1995). Tectonic evolution of the Quebec-Main Appalachians: From oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians. *American Journal of Science*, vol. 295, p. 173-200.
- Pinet, N., Tremblay, A. et Sosson, M. (1996)a. Extension versus shortening models for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians. *Tectonophysics*, vol. 267, p. 239-256.
- Pinet, N., Castonguay, S. et Tremblay, A. (1996)b. Thrusting and back thrusting in the Taconian internal zone, southern Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 33, p. 1283-1293.



- Powell, R., Will, T.M. et Phillips, G.N. (1991). Metamorphism in Archean greenstone belts: Calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 9, p. 141-150.
- Ramsay, J.G. (1980). The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, vol. 284, p. 135-139.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I. (1983). *The techniques of modern structural geology, Volume 1 – Strain Analysis*. London, England, Academic Press Inc., 307 p.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I. (1987). *The techniques of modern structural geology, Volume 2 – Folds and Fractures*. London, England, Academic Press Inc., 700 p.
- Rast, N., O'Brien, B.H., and Wardle, R.J., (1976). Relationships between Precambrian and Lower Paleozoic rocks of the « Avalon Platform » in New Brunswick, the northeast Appalachians and the British Isles. *Tectonophysics*, vol. 30., pp. 315-338.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S.H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B.B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T. et Kimura, J.-I. (2010). Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 11, p. 1-17.
- Ridley, J.R. et Diamond, L.W. (2000). Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models. Dans *Gold in 2000* (eds. Hagemann, S.G. et Brown, P.E.), Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, vol. 13, p. 33-42.
- Robert, F. et Brown, A.C. (1986)a. Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part I. Geologic Relations and Formation of the Vein System. *Economic Geology*, vol. 81, p. 578-592.
- Robert, F. et Brown, A.C. (1986)b. Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part II. Vein Paragenesis and Hydrothermal Alteration. *Economic Geology*, vol. 81, p. 593-616.
- Robert, F. (1990). Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. Dans *Gold and Base Metal Mineralisation in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec Segment*, Compiled by Ho, S.E., Robert, F. et Groves, D.I., University of Western Australia, Publication 24, p. 164-209.

- Robert, F., Poulsen, K.H., and Dubé, B., (1994). Structural analysis of lode gold deposit in deformed terranes and its implication. Geological Survey of Canada, Short course notes, Open File Report 2850, 140 p.
- Robert, F. and Poulsen, K.H., (2001). Vein formation and deformation in greenstone gold deposit. Dans *Structural Controls on Ore Genesis* (eds. Richards, J.P. et tosdal, R.M.), Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, vol. 14, p. 111-155.
- Robinson, P., Tucker, R.D., Bradley, D., Berry, H.N.I.V. et Osberg, P.H. (1998). Paleozoic orogens in New England, USA. *GGF*, vol. 120, p.119-148.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, John Wiley and Sons, 352 p.
- Ruffet, G., Féraud, G. et Amouric, M. (1991). Comparison of  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 55, p. 1675-1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M. et Kiénast, J.-R. (1995). Plateau ages and excess argon in phengites: an  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section), vol. 121, p. 327-343.
- Sasseville, C., Tremblay, A., Clauer, N. et Liewig, N. (2008). K-Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold-thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Québec). *Journal of Geodynamics*, vol. 45, p. 99-119.
- Schaubs, P.M. et Wilson, C.J.L. (2002). The Relative Roles of Folding and Faulting in Controlling Gold Mineralization along the Deborah Anticline, Bendigo, Victoria, Australia. *Economic Geology*, vol. 97, p. 351-370.
- Schroetter, J.-M., Bédard, J.H. et Tremblay, A. (2005). Structural evolution of the Thetford Mines Ophiolite Complex, Canada: Implications for the southern Québec ophiolitic belt. *Tectonics*, vol. 24, p. 1 à 20.
- Schroetter, J.-M., Tremblay, A., Bédard, J.H. et Villeneuve, M.E. (2006). Syncollisional basin development in the Appalachian orogen – The Saint-Daniel Mélange, southern Québec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 118, p. 109-125.
- Shervais, J.W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, p. 101-118.

- Sibson, R.H., Robert, F. et Poulsen, K.H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, vol. 16, p. 551-555.
- Spooner, E.T.C., 1991, The magmatic model for the origin of Archean Au quartz vein ore systems: Assessment of the evidence. Dans *Brazil Gold '91* (eds. Ladeira, E.A.), The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, Rotterdam, Brookfield, p. 313-318.
- St-Julien, P. et Hubert, C. (1975). Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, vol. 275-A, p. 337-362.
- Stanley, R.S. et Ratcliffe, N.M. (1985). Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 96, p. 1227-1250.
- Sun, S.-S. et McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Dans *Magmatism in the Ocean Basins* (eds. Saunders, A.D. et Norris, M.J.), Geological Society Special Publication, No. 42, p. 313-345.
- Thomas, W.A. (1977). Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. *American Journal of Science*, vol. 227, p. 1233-1278.
- Tomkins, A.G. (2010). Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 74, p. 3246-3259.
- Tomkins, A.G. (2013). On the source of orogenic gold. *Geology*, vol. 41, p. 1255-1256.
- Tremblay, A., Hébert, R. et Bergeron, M. (1989). Le Complexe d'Ascot dans les Appalaches du sud du Québec : pétrologie et géochimie. *Canadian Journal of Sciences*, vol. 26, p. 2407-2420.
- Tremblay, A. et St-Julien, P. (1990). Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from the Quebec Appalachians and its tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 102, p. 1218-1229.
- Tremblay, A. (1992). Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, vol. 292, p. 229-252.



- Tremblay, A. et Pinet, N. (1994). Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 106, p. 1172-1181.
- Tremblay, A., Malo, M. et St-Julien, P. (1995). Dunnage Zone-Quebec. Dans *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland* (eds. Williams, H.), Commission géologique du Canada, Geology of Canada, No. 6, p. 179-197.
- Tremblay, A., Ruffet, G. et Castonguay, S. (2000). Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Québec, northern Appalachians:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for collision diachronism. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 112, No. 1, p. 136-146.
- Tremblay, A. et Castonguay, S. (2002). Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins. *Geology*, vol. 30, p. 79-82.
- Tremblay, A. et Pinet, N. (2005). Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of the Connecticut Valley-Gaspé and Merrimack troughs, northern Appalachians. *Geological Magazine*, vol. 142, No. 1, p. 7-22.
- Tremblay, A., Ruffet, G. et Bédard, J.H. (2011). Obduction of Tethyan-type ophiolites – A case study from the Thetford Mines ophiolitic Complex, Quebec Appalachians, Canada. *Lithos*, vol. 125(1-2), p. 10-26.
- Tremblay, A., De Souza, S., Perrot, M. et Thériault, R. (2015). Géologie des Appalaches du Québec, Feuillet Sud-Ouest, régions Montérégie, Cantons de l'Est, Centre-du-Québec et Chaudière-Appalaches. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, MB 2015-11, scale 1:300 000.
- Trépanier, S. et Faure, S. (2010). Reconnaissance géochimique des protolithes dans les domaines de haut grade métamorphique, Projet 2009-09, 24 p.
- Trépanier, S. (2011). Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Consorem, Consortium de recherche en exploration minérale, Projet 2008-07, 209 p.
- van Staal, C.R., Dewey, J.F., Niocail, C.M., and McKerrow, W.S., (1998). The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus. Dans *Lyell: the Past is the Key to the Present* (eds. Blundell, D.J. & Scott, A.C.), Geological Society, London, Special Publications, vol. 143, p. 199-242.

- Whitehead, J., Reynolds, P.H. et Spray, J.G. (1995). The sub-ophiolite metamorphic rocks of the Québec Appalachians. *Journal of Geodynamics*, vol. 19, p. 325-350.
- Williams, H. (1979). Appalachian Orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 16, p. 792-807.
- Williams, H. et St-Julien, P. (1982). The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians. Dans *Major structural zones and faults of the Northern Appalachians* (eds. St-Julien, P. et Béland, J.), Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 178-206.
- Williams, H (1995). Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland. *Geological Survey of Canada*, Geology of Canada, No. 6, 952 p.
- Winchester, J.A. et Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.
- Windh, J. (1995). Saddle Reef and Related Gold Mineralization, Hill End Gold Field, Australia : Evolution of an Auriferous Vein System during Progressive Deformation. *Economic Geology*, vol. 90, p. 1764-1775.
- Winter, J.D. (2013). *Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* (2<sup>nd</sup> Edition). New Jersey, États-Unis, Pearson Education Inc, Pearson Prentice-Hall, 702 p.

## ANNEXE A

### 1. DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES INTRUSIONS DE BELLECHASSE- TIMMINS

Échantillons	14MV01a	14MV01b	14MV02	14MV03a	14MV03b	14MV04	14MV05	14MV06	14MV07	14MV08
Localisation	GZT102	GZT102	GZ8801	GZ8805	GZ8805	ZT1-Sud	GZ8801	AZ8807	ZT1-Nord	GZT502

SiO <sub>2</sub>	59,9	59,9	49,4	48,4	48,8	40,0	50,0	49,8	36,2	51,5	%
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,41	2,63	2,58	2,60	2,94	2,37	1,78	0,39	2,44	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2	15,2	15,4	13,7	13,8	14,2	13,9	15,1	10,9	14,3	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	9,2	9,2	14,4	15,1	15,3	18,3	15,2	15,8	10,1	14,5	
MnO	0,115	0,115	0,267	0,279	0,281	0,293	0,271	0,378	0,304	0,252	
MgO	1,78	1,78	3,90	4,31	4,36	5,09	4,14	4,81	3,93	4,41	
CaO	2,83	2,83	4,80	6,65	6,69	7,03	6,37	2,58	11,9	6,95	
Na <sub>2</sub> O	5,82	5,82	4,28	3,00	3,01	3,00	3,24	5,07	1,53	4,52	
K <sub>2</sub> O	0,72	0,72	0,47	0,21	0,21	0,7	0,29	0,74	2,11	0,42	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,59	0,33	0,28	0,28	0,28	0,28	0,177	0,058	0,29	
Total	101	101	101	100	101	101	100	100	94	102	
LOI	3,3	3,3	5,1	5,7	5,7	8,6	3,7	3,7	16,7	1,9	

Sc	24	24	38	41,3	41,8	49	41,9	50,1	8,8	44,4	ppm
V	38	38	260	432	437	575	448	484	71	459	
Cr	8	8	-	-	-	-	-	12	51	-	
Co	13	13	22	33	33	48	33	36	21	28	
Ni	19	19	13	19	12	14	14	40	26	17	
Cu	-	-	-	13	9	-	17	127	-	13	
Zn	70	70	146	119	119	146	93	111	93	110	
Ga	19	20	22	21	21	19	22	24	20	20	
Ge	1,3	1,3	2,4	2,2	2,0	1,7	2,0	1,8	1,2	2,3	
As	9	9	18	16	22	59	5	10	8	7	
Rb	16,8	17	11,8	3,1	3,3	19,5	6,9	33	31,4	5,5	
Sr	151	151	215	406	406	323	674	188	270	497	
Y	87,7	87,7	55,3	48,3	48,6	45,3	44,8	24	13	45,6	
Zr	300	360	210	148	144	157	163	81	61	146	
Mo	0,5	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sn	1,6	1,5	2,2	2,5	2,4	1,66	1,4	1,4	2,7	2,6	
Sb	2,9	3,1	3	3,6	3,9	2,7	4,2	3,4	2,6	3,6	
Cs	-	-	0,19	0,94	1,06	0,5	2,9	15,7	0,75	0,4	
Ba	122	122	123	270	271	98	276	429	264	135	
W	1,5	1,5	2,7	1,5	1,4	2,5	0,7	1,2	-	1,5	
Tl	-	-	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,025	-	
Pb	1,9	1,6	1,4	2,6	2,8	1,4	3,8	2,2	3,4	2,5	
U	0,6	0,6	0,26	0,18	0,21	0,23	0,3	0,13	1,44	0,25	



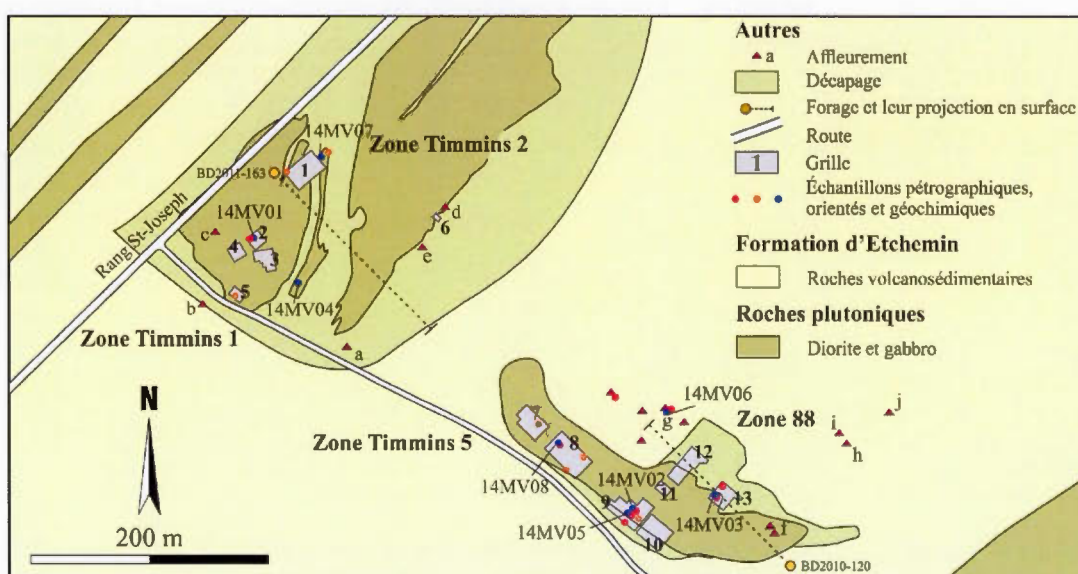
Échantillons	14MV01a	14MV01b	14MV02	14MV03a	14MV03b	14MV04	14MV05	14MV06	14MV07	14MV08
Localisation	GZT102	GZT102	GZ8801	GZ8805	GZ8805	ZT1-Sud	GZ8801	Z88-N	ZT1-Nord	GZT502
La	21	21	11	11	11	8	9	5	42	11
Ce	54,1	54,9	27,5	20,9	21,1	21,7	23,7	10,5	72,3	23,8
Pr	8,4	8,4	4,2	3,8	3,9	3,5	3,7	1,8	7,6	3,8
Nd	43,5	43	22,4	19,8	20	18,4	19,2	9,8	26,9	19,7
Sm	12,7	12,6	7,0	5,9	6,1	5,6	5,9	3,0	4,2	5,9
Eu	3,7	3,8	3,4	2,2	2,2	1,9	2,1	1,16	1,04	2,3
Gd	13,8	14,2	8,0	7,0	7,3	6,7	6,9	3,7	3,7	7,1
Tb	2,4	2,5	1,5	1,2	1,3	1,2	1,3	0,7	0,4	1,3
Dy	14,8	15,2	9,2	7,9	7,8	7,8	7,7	4,2	2,4	7,7
Ho	3,1	3,1	2,0	1,7	1,7	1,6	1,6	0,9	0,5	1,7
Er	8,9	8,8	5,4	4,7	4,7	4,6	4,5	2,6	1,19	4,6
Tm	1,25	1,28	0,77	0,7	0,7	0,6	0,7	0,4	0,17	0,66
Yb	8,1	8,1	5	4,1	4,1	4,3	4,1	2,5	0,99	4,2
Lu	1,26	1,28	0,76	0,61	0,63	0,65	0,64	0,37	0,15	0,65
Hf	7,7	8,7	4,9	3,5	3,4	3,8	3,8	1,9	1,4	3,6
Ta	0,6	0,7	0,3	0,26	0,3	0,3	0,3	0,19	0,4	0,3
Th	2,2	2,2	0,65	0,6	0,6	0,65	0,65	0,65	6,7	1,1
Nb	9,5	9,6	5,5	3,9	4	4,1	4,2	0,8	6	4,3

ppm

IA	22,4	22,4	32,5	31,9	32	36,6	31,6	42	-	29,6
Zr/TiO <sub>2</sub>	0,021	0,026	0,008	0,006	0,006	0,005	0,007	0,005	-	0,006
Nb/Y	0,108	0,109	0,099	0,081	0,082	0,091	0,094	0,033	-	0,094
La/Yb	2,6	2,6	2,2	2,7	2,7	1,9	2,2	2	-	2,6
Hf/La	0,37	0,41	0,45	0,32	0,31	0,48	0,42	0,38	-	0,33
Ti/1000	8,46	8,46	15,78	15,48	15,6	17,64	14,22	10,68	-	14,64
Ta/Yb	0,074	0,086	0,06	0,063	0,073	0,07	0,073	0,076	-	0,071
Th/Yb	0,272	0,272	0,13	0,146	0,146	0,151	0,159	0,26	-	0,262

## CARTE DE LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS GÉOCHIMIQUES



## 2. DONNÉES GÉOCHIMIQUES DE BÉDARD (1995)

Échantillons	C-32	C-33	C-34	C-35	C-36
SiO <sub>2</sub>	54,29	50,30	51,05	50,02	49,95
TiO <sub>2</sub>	2,32	0,65	0,65	1,72	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,42	17,75	17,42	14,54	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	11,90	8,79	8,74	14,43	11,17
MnO	0,38	0,15	0,13	0,39	0,18
MgO	3,99	7,87	7,89	5,65	7,81
CaO	7,20	10,33	9,75	9,47	12,01
Na <sub>2</sub> O	4,17	3,59	3,64	3,40	1,73
K <sub>2</sub> O	0,25	0,52	0,67	0,19	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,08	0,04	0,04	0,17	0,08
Total	100	100	100	100	100
LOI	2,57	1,87	4,69	2,73	4,54

Sc	37,6	12,3	-	-	38,8
V	137	5	214	437	514
Cr	9,1	6,58	26	79	13,2
Co	14	3,04	56	80	31,8
Ni	7	6	7	27	11
Cu	6	3	3	36	46
Zn	159,5	84,75	115	91	114
Ga	21	22	24	18	21
Ge	-	-	-	-	-
As	2,46	1,67	-	-	< 1
Rb	7,6	16,6	31	4	< 10
Sr	224,950	100,8	194	80	418,1
Y	49,45	78	59	26	31
Zr	73,86	402	216	76	100
Mo	< 5	< 5	-	-	< 5
Sn	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-
Cs	2,545	< 0,5	-	-	< 0,5
Ba	113,943	120	122	< 50	< 100
W	< 2	2,38	-	-	2,2
Tl	-	-	-	-	-
Pb	7	< 5	5	7	7
U	1,05	< 0,5	-	-	< 0,5

%

ppm

ICPMS  
INAA  
Non spécifié

Echantillons	C-32	C-33	C-34	C-35	C-36
--------------	------	------	------	------	------

La	8,152	17,5	-	-	6,04
Ce	23,714	44,17	-	-	14,33
Pr	3,999	-	-	-	-
Nd	22,419	35,71	-	-	11,88
Sm	7,107	9,779	-	-	3,66
Eu	2,935	2,85	-	-	1,48
Gd	9,437	-	-	-	-
Tb	1,484	2,048	-	-	0,7732
Dy	9,129	-	-	-	-
Ho	1,856	1,901	-	-	0,7174
Er	5,297	-	-	-	-
Tm	0,752	1,247	-	-	0,3767
Yb	4,227	8,82	-	-	3,25
Lu	0,649	1,344	-	-	0,516
Hf	1,622	9,02	-	-	2,288
Ta	0,455	0,732	-	-	0,15
Th	0,97	2,4	-	-	0,858
Nb	2,058	9	6	1,5	1,5

ppm

ICPMS  
INAA  
Non spécifié

Zr/TiO <sub>2</sub>	0,0032	0,0623	0,0331	0,0044	0,0105
Nb/Y	0,0416	0,1154	0,1017	0,0577	0,0484
La/Yb	1,929	1,984	-	-	1,858
Hf/La	0,199	0,515	-	-	0,379
Ti/1000	13,926	3,872	3,921	10,328	5,72
Ta/Yb	0,108	0,083	-	-	0,046
Th/Yb	0,23	0,272	-	-	0,264



## ANNEXE B

### 1. DONNÉES DE TERRAIN : ZONE TIMMINS 1

<b>Grilles et affleurements ZT1</b>		
Noms	Localisation ou Point GPS (point 0-0 pour les grilles)	Azimuths des grilles
GZT101	0405785 (+411m) 5156(505) (3m)	N320 N050
GZT102	0405757 (+409m) 5156445 (3m)	N230 N140
GZT103	0405771 (+410m) 5156432 (3m)	N170 N260
GZT104	0405737 (+409m) 5156426 (3m)	N060 N150
GZT105	0405739 (+408m) 5156402 (4m)	N130 N220
AZT106	0405835 (+408m) 5156349 (4m)	-
AZT107	18m vers N240 à partir du forage 157	-
AZT108	2m vers N355 à partir du forage 170	-

Schistosité ZT1			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures S <sub>1</sub>	
		Direction	Pendage
GZT101	8-2	13	84
	(-)3-3	26	78
	(-)7-0,25	8	75
	(-)5-9	6	82
GZT102	2-8	40	75
	(-)2-(-)2	37	75
	2-2	30	68
	3-2	34	60
	5-2	210	70
	8-10	220	78
	(-)2-(-)4	18	90
	4-12	50	85
GZT103	6,5-18	20	81
	9-9	22	88
	6-2	205	60
	2m de 0-18 vers N190	19	72
GZT105	3-12	205	85
	0-12	200	81
	2-11	10	90
	1-2	22	75
	8-4	5	89
	0-4	197	85
AZT106	cf. point GPS affleurement	36	90
		226	90
		220	90
		217	90
		38	90
		40	82
		38	85
AZT107	cf. point GPS affleurement	3	90

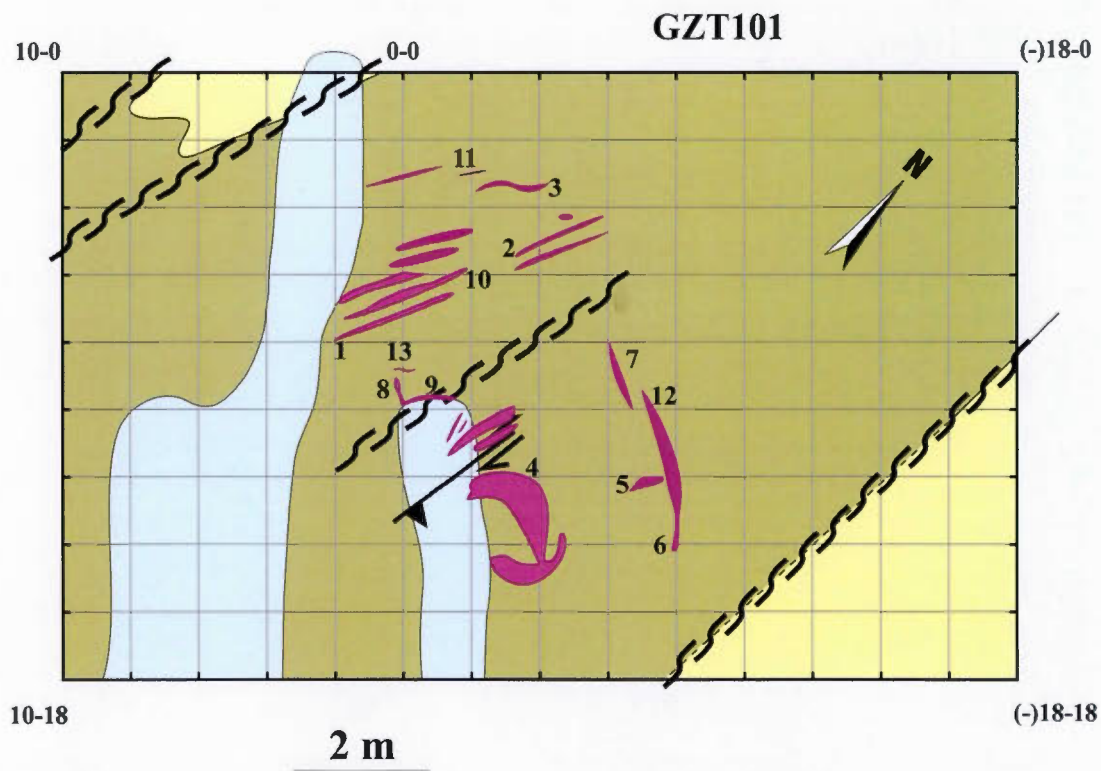
Linéations ZT1					
Localisation	Position sur grille/affleurement	Linéations			
		Type	Plan	Pitch	Mesure
GZT101	0-3	L <sub>ei1</sub>	-	-	66°->N164
	0-2		-	-	66°->N172
	1-0		-	-	55°->N192
	0-4	L <sub>ei2</sub>	-	-	12°->N351
	1-3		-	-	12°->N358
GZT102	4-12	L <sub>ei2</sub>	-	-	20°->N048
	4-10		N210/86	7°E-W	7°->N030
GZT103	4-0	L <sub>ei2</sub>	N218/70	18°E-W	18°->N032
GZT105	6-4	L <sub>ei1</sub>	-	-	51°->N190
	3-4	L <sub>ei1</sub>	N021/90	75°W-E	75°->N201
	6-4	L <sub>ei1</sub>	N188/85	59°SW-NE	58°->N196
	6-6	L <sub>ei2</sub>	-	-	4°->N027
	3-4	L <sub>ei2</sub>	N021/90	18°E-W	18°->N021
Nord ZT1	Rang Saint-Joseph	L <sub>0-IM</sub>	N041/85	65°NE-SW	64°->N052
			-	-	63°->N040
			-	-	62°->N050

Zones de cisaillement ZT1			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Zone de cisaillement	
		Direction	Pendage
GZT101	1-2	355	85
	(-)6-4	0	84
	0-10	4	87
	(-)10-12	355	83
	(-)12-16	5	84
	(-)18-12	175	85
	(-)5-7	10	87
	(-)9-14	355	90
GZT102	8-10	30	90
GZT105	8-8	190	85
	6-6	186	80
	6-4	194	84
	6-5	192	86
AZT107	cf. point GPS affleurement	3	90



Failles ZT1						
Localisation	Position grille	Failles		Stries		
		Mesure	Mouvement	Plan	Pitch	Mesure
GZT101	2-3	N355/84	Inverse Dextre	N005/82	-	66°->N165 12°->N355
	1-12	N010/82	Inverse Dextre	N010/82	32°N-S	68°->N170 32°->N015
	(-)3-11	N201/82	Inverse Dextre	N020/82	23°N-S	68°->N168 23°->N023
GZT105	5-0	N028/81	Inverse Dextre	N028/81	76°E-W 18°W-E	76°->N203 18°->N031

## GRILLES DE LOCALISATION DES VEINES

**Formation d'Etchemin**

Roches volcanosédimentaires

**Roches plutoniques**

Diorite

**Éléments structuraux**

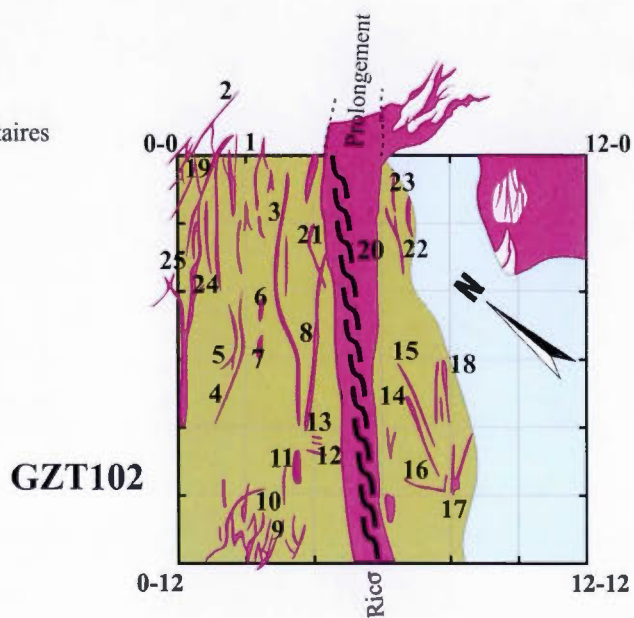
Zone de cisaillement

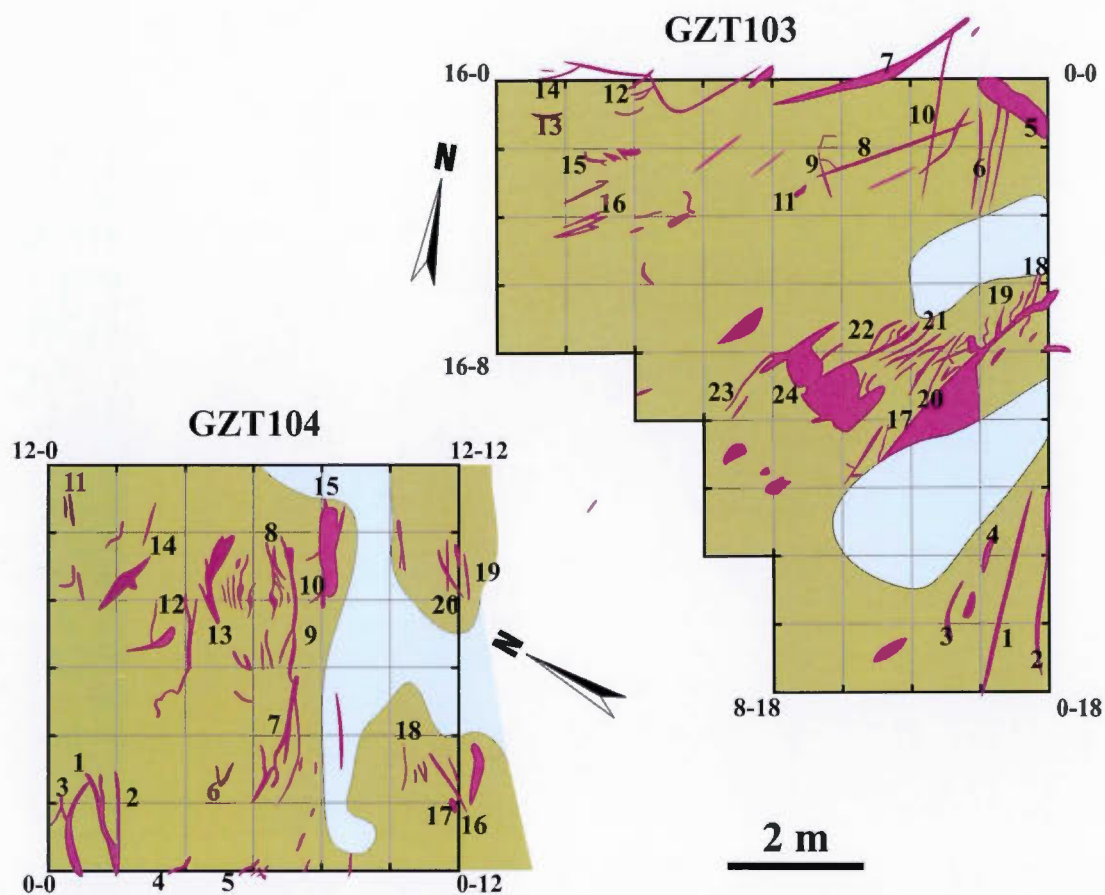
⇐⇒ Faille

Veine


**Autres**

Eau






### Formation d'Etchemin

 Roches volcanosédimentaires

### Roches plutoniques

 Diorite


### Éléments structuraux

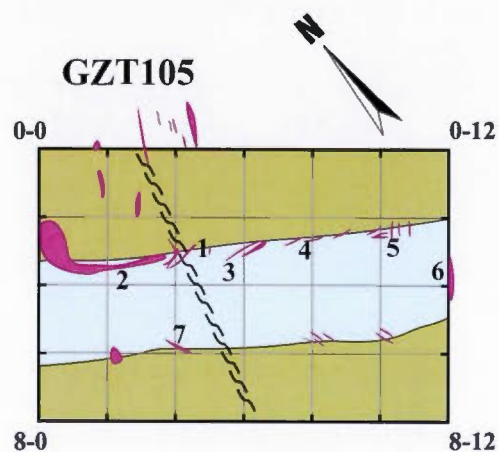
 Zone de cisaillement

 Faille

 Veine

### Autres

 Eau



Veines ZT1					
Localisation	Position sur grille	Mesures	Localisation	Position sur grille	Mesures
GZT101	1	N185/75	GZT102	23	N060/90
	2	N207/70		24	N250/73
	3	N230/30		25	N240/75
	4	N062/34	GZT103	1	N005/35
	5	N197/80		2	N355/35
	6	N330/34		3	N345/30
	7	N302/48		4	N345/20
	8	N252/34		5	N310/31
	9	N195/80		6	N178/69
	10	N190/74		7	N200/36
	11	N195/65		8	N237/24
	12	N304/43		9	N334/68
	13	N228/35		10	N007/80
GZT102	1	N043/82		11	N240/10
	2	N250/83		12	N226/68
	3	N240/82		13	N237/55
	4	N236/75		14	N219/65
	5	N255/70		15	N255/27
	6	N212/21		16	N217/71
	7	N238/24		17	N040/30
	8	N240/55		18	N335/77
	9	N284/34		19	N345/70
	10	N225/69		20	N010/56
	11	N256/26		21	N225/55
	12	N287/38		22	N203/50
	13	N291/27		23	N197/56
	14	N245/21		24	N080/33
	15	N205/90	GZT104	1	N220/79
	16	N204/53		2	N232/64
	17	N225/72		3	N240/78
	18	N225/75		4	N282/46
	19	N025/65		5	N252/54
	20	N039/85		6	N254/56
	21	N040/87		7	N266/57
	22	N220/65		8	N257/44

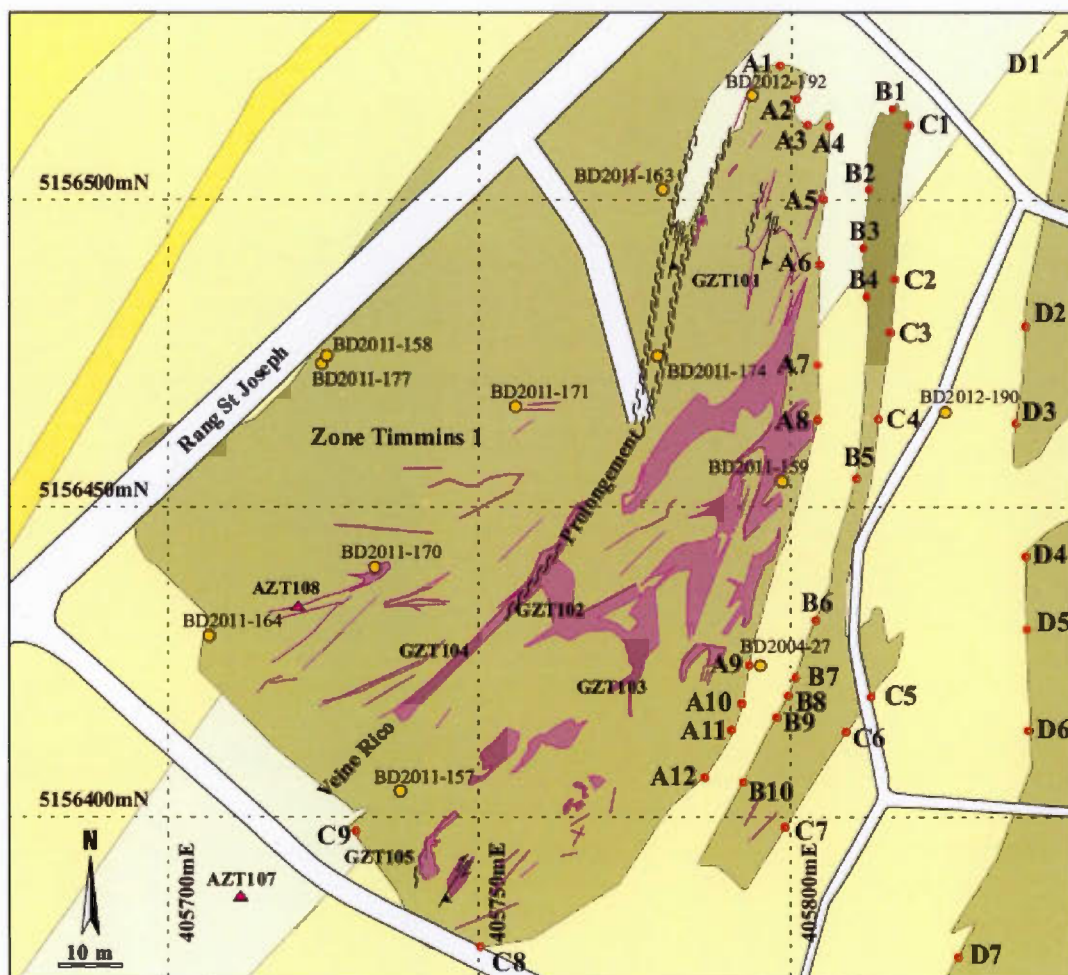


Veines ZT1		
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures
GZT104	9	N225/58
	10	N300/63
	11	N220/75
	12	N035/86
	13	N200/72
	14	N273/82
	15	N044/86
	16	N207/79
	17	N260/27
	18	N222/60
	19	N232/56
	20	N012/53
GZT105	1	N230/65
	2	N260/37
	3	N272/37
	4	N254/23
	5	N036/82
	6	N214/62
	7	N225/35
AZT108	cf. point GPS affleurement	N272/65
		N258/60
		N212/71
		N260/56

## 2. DONNÉES DE TERRAIN : ENTRE LES ZONES TIMMINS 1 ET TIMMINS 2

Affleurements entre ZT1 et ZT2			
Noms	Point GPS/Distance au forage	Noms	Point GPS/Distance au forage
A1	0405792 (+418m) 5156531 (2m)	B8	0405799 (+414m) 5156425 (2m)
A2	0405798 (+417m) 5156520 (2m)	B9	0405798 (+418m) 5156418 (2m)
A3	0405801 (+417m) 5156513 (2m)	B10	18,5m vers N192 du forage 27
A4	0405806 (+415m) 5156514 (2m)	C1	0405823 (+420m) 5156511 (2m)
A5	0405807 (+413m) 5156503 (2m)	C2	0405819 (+419m) 5156482 (2m)
A6	0405803 (+416m) 5156487 (2m)	C3	0405819 (+419m) 5156476 (2m)
A7	0405804 (+415m) 5156469 (2m)	C4	0405817 (+419m) 5156466 (2m)
A8	0405805 (+415m) 5156465 (2m)	C5	0405810 (+415m) 5156425 (2m)
A9	0405796 (+414m) 5156433 (2m)	C6	0405810 (+416m) 5156414 (2m)
A10	5m vers N212 du forage 27	C7	0405795 (+412m) 5156398 (2m)
A11	0405794 (+417m) 5156420 (2m)	C8	0405777 (+412m) 5156376 (2m)
A12	14,5m vers N203 du forage 27	C9	0405730 (+412m) 5156394 (2m)
B1	0405815 (+419m) 5156513 (2m)	D1	0405853 (+416m) 5156537 (2m)
B2	0405810 (+418m) 5156506 (2m)	D2	0405837 (+420) 5156475 (3m)
B3	0405808 (+417m) 5156492 (2m)	D3	0405838 (+419m) 5156464 (3m)
B4	0405811 (+417m) 5156482 (2m)	D4	0405836 (+417m) 5156444 (3m)
B5	0405809 (+412m) 5156455 (2m)	D5	0405837 (+417m) 5156436 (3m)
B6	0405802 (+414m) 5156436 (2m)	D6	0405841 (+413m) 5156415 (3m)
B7	4,7m vers N106 du forage 27	D7	0405824 (+408m) 5156378 (2m)

## CARTE DE LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS ENTRE ZT1 ET ZT2



Schistosité entre ZT1 et ZT2			
Localisation	Point GPS/Distance au forage	Mesures $S_i$	
		Direction	Pendage
A1	A1	90	85
A3	A3	178	80
		187	85
A4	A4	169	68
A6	A6	176	86
A6	2m vers N090	358	90
A7	A7	348	80
A8	A8	185	85
A9	A9	8	78
A11	A11	15	71
B2	B2	185	90
		190	88
		5	90
B4	B4	185	85
B5	B5	15	85
B6	B6	185	85
B7	B7	190	68
B9	B9	35	88
C1	C1	20	90
		15	85
C3	C3	5	90
C4	C4	5	90
C5	C5	10	85
C7	C7	220	80
D1	D1	182	84
		185	82
D2	D2	2	85
		5	85
D4	D4	171	77



Linéations entre ZT1 et ZT2					
Localisation	Point GPS/Distance au forage	Linéations			
		Type	Plan	Pitch	Mesure
D1	D1	L <sub>0-1M</sub>	N006/90	77°S-N	77°->N186
C1	C1		N020/90	82°S-N	82°->N200
C4	C4		N014/74	70°N-S	64°->N051
C3	C3		N014/74	70°N-S	68°->N052
	9m forage 190 vers N055		N005/85	85°S-N	83°->N149
D6	D6		N005/85	85°S-N	83°->N141
A7	A7	L <sub>es</sub>	-	-	74°->N025
B2	B2		-	-	78°->N144
A6	2m vers N090	L <sub>m</sub>	-	-	78°->N358
C1	4,5m vers N180		-	-	87°->N355
D2	D2		-	-	78°->N075
C8	C8		N185/87	89°S-N	87°->N256
D7	D7		N010/84	90°	84°->N100

Contacts intrusion/Etchemin entre ZT1 et ZT2			
Point GPS	Mesure	Point GPS	Mesure
A4	N155(345)	B6	N195(15)
A5	N200(20)	B8	N185(5)
A6	N185(5)	B9	N215(35)
A7	N190(10)	C1	N030(32)
A8	N195(15)/85	C3	N180(0)
A9	N195/86	C4	N005
A10	N022/78	C5	N172(352)
A11	N015/65	C7	N222
A12	N203(23)	D1	N195(15)
B2	N025/85	D2	N185(5)
B4	N195(15)	D3	N190(10)
B5	N011/75	D4	N175(355)

## 3. DONNÉES DE TERRAIN : ZONE TIMMMINS 2

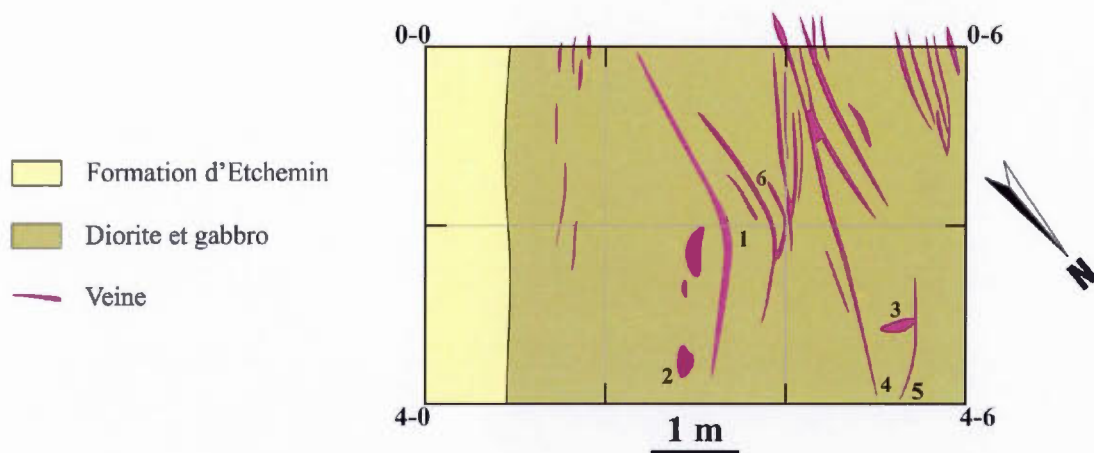
Grilles et affleurements ZT2		
Noms	Localisation ou Point GPS (point 0-0 pour les grilles)	Azimuths des grilles
GZT201	0405910 (+415m) 5156453 (3m)	N310 N040
AZT202	0405898 (+403m) 5156433 (3m)	-
AZT203	0405918 (+420m) 5156466 (3m)	-

Schistosité ZT2			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures S <sub>1</sub>	
		Direction	Pendage
GZT201	4-5	39	90
	2-4	37	82
AZT201	cf. point GPS affleurement	30	90
		32	90
		220	84

Linéations ZT2					
Localisation	Position sur grille/affleurement	Linéations			
		Type	Plan	Pitch	Mesure
GZT201	2-2,5	L <sub>es</sub>	-	-	81°->N148
	1-1		-	-	81°->N160
AZT202	cf. point GPS affleurement	L <sub>m</sub>	-	-	78°->N262
			-	-	78°->N253
			-	-	76°->N238
AZT203	cf. point GPS affleurement	L <sub>es</sub>	-	-	70°->N196
			-	-	70°->N182
			-	-	83°->N266
		L <sub>m</sub>	N158/80	75°N-S	73°->N309
			-	-	75°->N297

Zones de cisaillement ZT2			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Zone de cisaillement	
		Direction	Pendage
AZT203	cf. point GPS affleurement	28	86
		27	78
		36	88

Contacts intrusion/Etchemin ZT2		
Localisation	Position sur grille	Mesure
GZT201	0-1	N40
AZT202	cf. point GPS affleurement	N45
AZT203	cf. point GPS affleurement	N35



Veines ZT2		
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures
GZT201	1	N040/25
	2	N035/23
	3	N228/21
	4	N040/62
	5	N042/59
	6	N035/59
	7	N046/60
AZT202	cf. point GPS affleurement	N264/31
AZT203	cf. point GPS affleurement	N345/25
		N085/37
		N350/56
		N050/86
		N055/30



## 4. DONNÉES DE TERRAIN : ZONE TIMMINS 5

Grilles ZT5		
Noms	Localisation ou Point GPS (point 0-0 pour les grilles)	Azimuths des grilles
GZT501	0405979 (+410m) 5156285 (4m)	N135 N045
GZT502	0406015 (+404m) 5156257 (3m)	N135 N045

Schistosité ZT5			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures S <sub>1</sub>	
		Direction	Pendage
GZT501	5-3	60	90
	5-10	65	85
	10-18	45	90
GZT502	Entre 0-34 et 0-33	55	87
	13-6	210	80
	16-10	225	90
	16-12	235	90
	18-17	220	90
	10-9	232	87
	10-12	38	80
	18-24	35	84
	12-34	34	84
	15-37	224	90
	17-38	40	90
	4-12	20	82
	-1-10	40	90
	7-22	215	88
	2-19	30	90
	-1-22	225	88
	0-30	50	89

Stratification ZT5			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures S <sub>0</sub>	
		Direction	Pendage
GZT502	Hors grid (Nord)	238	90
	Hors grid (Nord)	208	90
	Hors grid (Nord)	230	90
	8-7	226	66
	8-6	223	67

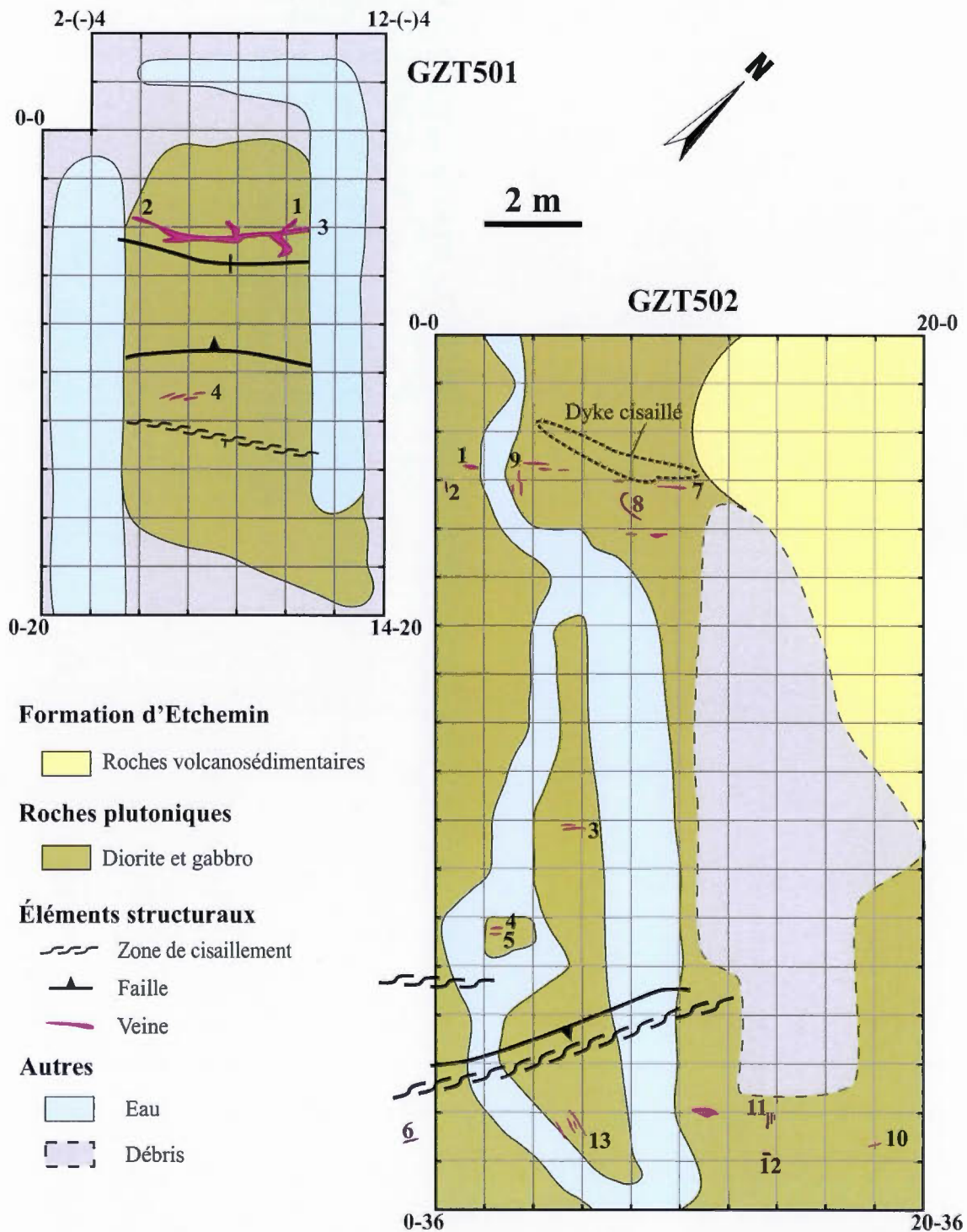
Linéations ZT5					
Localisation	Position sur grille/affleurement	Linéations			
		Type	Plan	Pitch	Mesure
GZT502	1-2	L <sub>ei1</sub>	N055/67	76°E-W	63°->N112
	1-7		N047/68	76°E-W	64°->N103
	3-1	L <sub>ei2</sub>	N248/82	26°W-E	25°->N252
	1,5-2		N045/77	20°W-E	20°->N050
	2-9,5		N060/85	9°E-W	9°->N061
	10-29	L <sub>m</sub>	N038/62	79°E-W	60°->N105
	12-28	L <sub>c</sub>	-	-	7°->N075
	10-28		-	-	7°->N077

Zones de cisaillement ZT5			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Zone de cisaillement	
		Direction	Pendage
GZT501	10-12,5	70	85
GZT502	0-25	37	80
	(-)1-30	45	90
	4-30	205	80
	6-29	35	87
	10-28	40	90

<b>Faïlles ZT5</b>						
Localisation	Position grille	Faïlles		Stries		
		Direction	Mouvement	Plan	Pitch	Mesure
GZT501	5-5	N240/90	Vertical	N240/90	90°	90°->N330
	5-9	N220/80	Inverse	N220/80	90°	80°->N310
	10-9	N240/90	Vertical	N240/90	90°	90°->N330
GZT502	4-12	N020/87	Inverse	N020/87	64°E-W	64°->N026
	0-30	N035/83	Inverse	N042/82	80°E-W	77°->N080
	2,5-29	N220/75	Inverse	N220/75	90°	75°->N310
	4-29	N206/78	Inverse	N206/78	90°	78°->N296
	10-27	N050/70	-	N050/70	70°E-W	66°->N106
	10-27	N055/68	-	N055/68	70°E-W	65°->N113

<b>Contacts intrusion/Etchemin ZT5</b>		
Localisation	Position sur grille	Mesure
GZT502	(-1)-27	N215/81
	(-1)-24,5	N250/85

## GRILLES DE LOCALISATION DES VEINES





Veines ZT5		
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures
GZT501	1	N150/30
	2	N215/40
	3	N165/20
	4	N243/60
GZT502	1	N054/82
	2	N295/77
	3	N050/85
	4	N025/72
	5	N070/20
	6	N240/80
	7	N045/85
	8	N060/80
	9	N318/90
	10	N203/45
	11	N120/90
	12	N300/5
	13	N105/86

## 5. DONNÉES DE TERRAIN : ZONE 88

Grilles et affleurements Z88			
Noms	Localisation ou Point GPS (point 0-0 pour les grilles)	Azimuths des grilles	Commentaires
GZ8801	0406071 (+406m) 5156212 (3m)	N120 N030	
GZ8802	0406104 (+405m) 5156212 (3m)	N120 N210	
GZ8803	0406105 (+409m) 5156233 (4m)	N130 N220	
GZ8804	0406109 (+407m) 5156238 (3m)	N040 N130	
GZ8805	0406149 (+410m) 5156238 (4m)	N220 N130	
AZ8806	0406194 (+407m) 5156192 (3m)	-	Zone de cisaillement
AZ8807	0406088 (+404m) 5156273 (3m)	-	Zone de cisaillement
AZ8807	0406102 (+404m) 5156311 (4m)	-	Dyke de gabbro épidotisé à magnétite (AZ8807-C)
AZ8807	0406057 (+404m) 5156311 (4m)		Échantillon AZ8807-B
AZ8808	0406248 (+409m) 5156276 (4m)	-	Tranchée à l'est de la zone 88
AZ8809	0406290 (+421m) 5156294 (3m)	-	Tranchée à l'est de la zone 88
AZ8810	0406254 (+411m) 5156268 (3m)	-	Tranchée à l'est de la zone 88

Schistosité Z88			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures $S_1$	
		Direction	Pendage
GZ8801	6-26	235	80
	16-30	33	90
	14-30	50	90
	20-30	20	90
	0-3	30	90
	24-26	22	87
	8-30	46	85
	4-16	30	90
	6-24	229	88
	20-22	24	82
	10-20	199	78
	0-29	225	83
	8-10	40	80
	4-12	228	68
GZ8802	6-2,5	44	90
	7,75-2	43	86
	8-4,5	44	85
	10,5-1	220	89
	0-11	37	80
	3-8	227	89
	14-18	50	82
GZ8803	1-1	220	80
	4-4	210	86
GZ8804	10-31	55	90
	12-26	45	86
	13-20	224	87
	3-0	218	85
	12-17	40	90
	2-20	60	90
	5-32	45	90
	10-30	227	87
	4-16	52	80
	9-20	30	90
	5-24	52	90

Schistosité Z88			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures S <sub>1</sub>	
		Direction	Pendage
GZ8805	14-6	55	85
	16-6	50	90
	2-20	38	55
	7-15	35	78
	8-5	56	80
	11-19	35	90
	18-0	40	80
	4-8	220	80
AZ8806	cf. point GPS affleurement	7	90
		5	90
		8	84
		15	83
		26	78
AZ8807	cf. point GPS affleurement	238	82
		50	86
		50	84
		47	87
AZ8808	cf. point GPS affleurement	40	86
		36	90
		32	82
AZ8809	cf. point GPS affleurement	26	86
		211	88
AZ8810	cf. point GPS affleurement	226	86
		231	85



Stratification Z88			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures S <sub>0</sub>	
		Direction	Pendage
GZ8801	3-21	220	80
	13-31	235	85
	6-30	220	77
GZ8802	8-2,5	215	85
	5-0	47	85
GZ8804	20-32	227	90
	10-30	60	78
	10-31	70	84
	4-16	60	74
	9-20	38	82
	5-24	60	90
GZ8805	0-3	27	88
	0-18	50	67
	0-18	40	72
	(-)1-19	45	75
	11-19	214	82
	4-8	221	77
AZ8807	cf. point GPS affleurement	233	84
		55	80
		49	90
		249	82
		246	80
AZ8808	cf. point GPS affleurement	32	85
		25	85
AZ8810	cf. point GPS affleurement	62	78
		48	86
		42	79

Linéations Z88					
Localisation	Position sur grille/affleurement	Linéations			
		Type	Plan	Pitch	Mesure
GZ8801	14-30/13-31	L <sub>0-1C</sub>	S1=050/90 S0=N235/85	-	45°->N050
	7-30		S1=N046/85 S0=220/77	-	18°->N224
	6-24	L <sub>es</sub>	-	-	84°->N030
	1-21		-	-	80°->N270
GZ8802	7,75-2 8-2,5	L <sub>0-1C</sub>	S1=N043/86 S0=215/85	-	41°->N219
	7-1	L <sub>es</sub>	-	-	80°->N340
	7-2		-	-	75°->N015
	10-1		-	-	88°->N180
	7-2	L <sub>ei1</sub>	N230/78	79°E-W	74°->N006
	12-6		N046/82	87°W-E	82°->N166
	14-16		N040/76	84°W-E	76°->N154
GZ8803	3,5-4,5	L <sub>ei2</sub>	N243/79	20°E-W	20°->N060
GZ8804	11-32	L <sub>0-1M</sub>	-	-	77°->N240
	12-30		-	-	73°->N238
	10-30		-	-	64°->N235
	11-31	L <sub>0-1C</sub>	N054/88	76°W-E	76°->N226
	10-30		S1=N227/87 S0=N070/84	-	68°->N234
	4-16		S1=N052/80 S0=N060/74	-	50°->N220
	9-20	L <sub>ei1</sub>	S1=N030/90 S0=N038/82	-	45°->N210
	3-9		N090/90	86°E-W	86°->N090
	12-12		N054/78	86°E-W	77°->N125
	2m vers N310 de 0-16	L <sub>m</sub>	-	-	76°->N175
GZ8805	8-6	L <sub>0-1M</sub>	N234/84	90°	84°->N324
	6-17		N038/78	56°E-W	55°->N054
	11-19	L <sub>0-1C</sub>	S1=N035/90 S0=N214/82	-	7°->N215
	4-8		S1=N220/80 S0=221/77	-	18°->N037
	11-19	L <sub>m</sub>	-	-	76°->N035
	7-5		-	-	68°->N044
AZ8808	cf. point GPS affleurement	L <sub>0-1M</sub>	S1=N040/86 S0=N032/85	-	81°->N068
			S1=N036/90 S0=N025/85	-	65°->N036

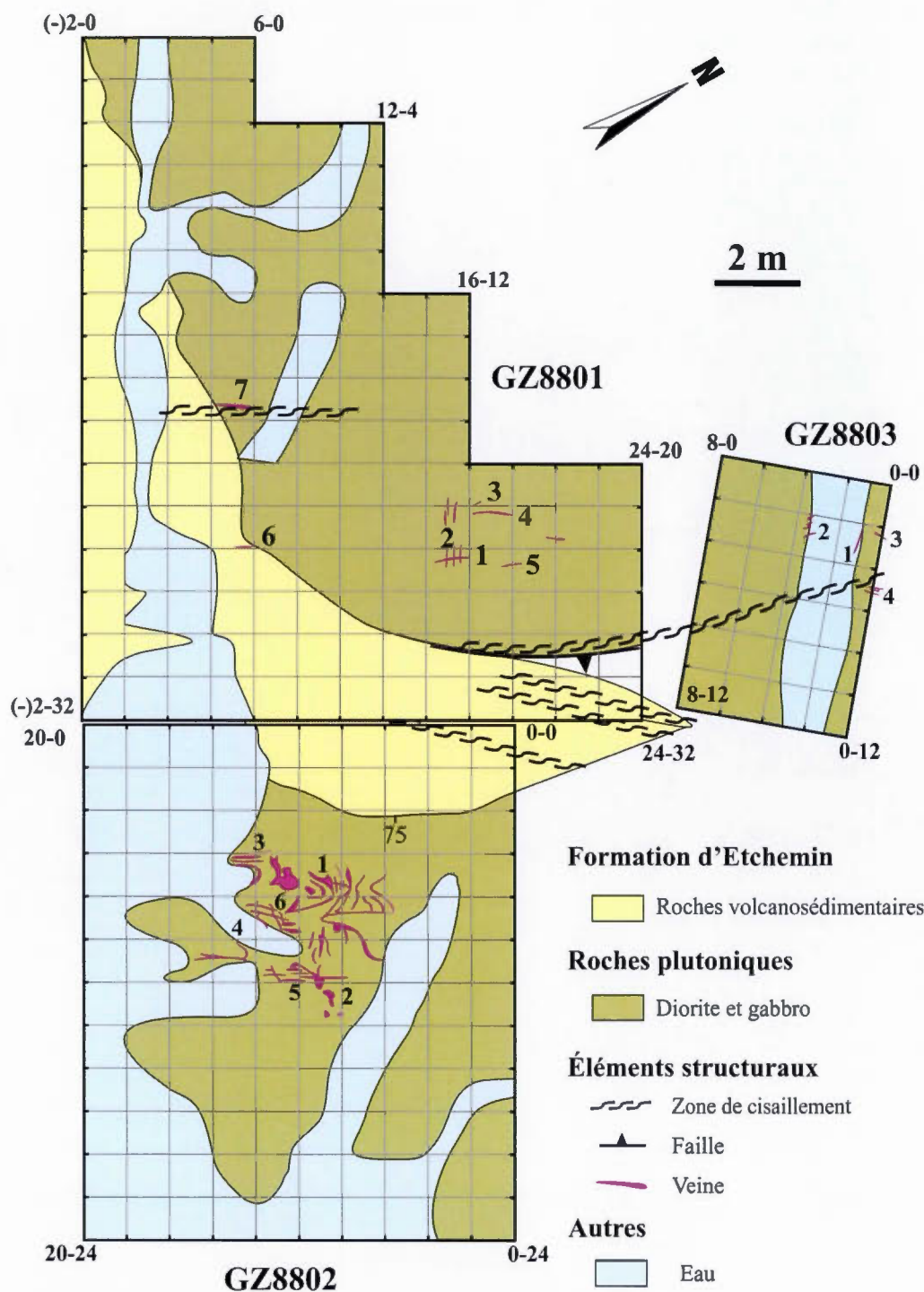
<b>Zones de cisaillement Z88</b>			
Localisation	Position sur grille/affleurement	Zone de cisaillement	
		Direction	Pendage
GZ8801	12-28	40	85
	12-28	215	88
	18-29	36	88
	16-28	205	86
	4-18	215	85
	3-18	215	85
	12-18	220	90
GZ8802	1-1	220	70
	1-0,5	45	78
	5-0	45	80
GZ8803	4-5	30	84
	2-5	200	85
AZ8806	cf. point GPS affleurement	12	80
		7	82
AZ8807	cf. point GPS affleurement	56	83
		54	83
		56	86
		222	88
		212	87
AZ8809	cf. point GPS affleurement	28	86
		214	86
		39	90
		27	87

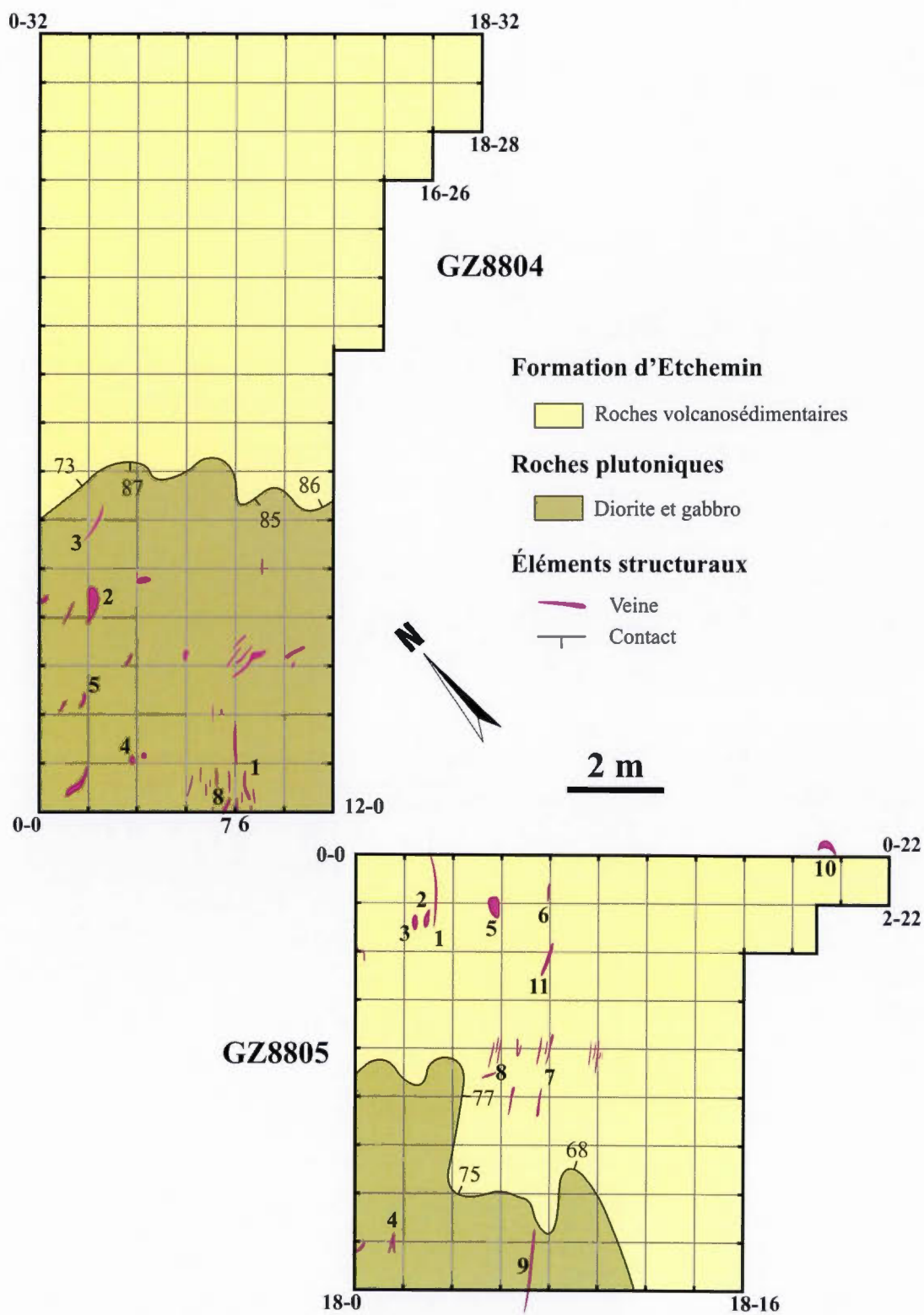
<b>Failles Z88</b>						
Localisation	Position grille	Failles		Stries		
		Direction	Mouvement	Plan	Pitch	Mesure
GZ8801	14-27	N037/85	Inverse	N037/85	80°E-W	79°->N063
	12-26	N045/85	Inverse	N045/85	80°E-W	79°->N071
	15-27	N032/86	Inverse	N032/86	80°E-W	79°->N054

<b>Contacts intrusion/Etchemin Z88</b>		
<b>Localisation</b>	<b>Position sur grille</b>	<b>Mesure</b>
GZ8801	2,5-14	N315/65
	4,5-18,5	N270/65
	3,5-16	N265/65
	2,5-13	N275/70
	6-24	environ N235
	5,5-24	environ N294
	0-(-)1	environ N100
GZ8802	10-3	N53/70
	8-4	N55/80
	4-4	N35/80
GZ8804	2-14	N80/87
	4-14	N130/87
	6-14	N285/82
	1-13	N260/73
	9-13	N110/85
	8-13	N230/85
	12-13	N270/80
GZ8805	13-9	N330/68
	14-7	N322/60
	14-4	N350/75
	16-8	N353/80
	8-4	N330/80
	10-4	N35/77
	20-12	environ N030



## GRILLES DE LOCALISATION DES VEINES





Veines Z88					
Localisation	Position sur grille	Mesures	Localisation	Position sur grille/affleurement	Mesures
GZ8801	1	N034/71	GZ8805	8	N305/68
	2	N308/90		9	N055/82
	3	N206/73		10	N215/80
	4	N015/70		11	N230/84
	5	N353/25	AZ8807	cf. point GPS affleurement	N216/31
	6	N235/74			N142/47
	7	N220/86			N093/9
GZ8802	1	N275/30	AZ8808	cf. point GPS affleurement	N050/80
	2	N105/30			N048/82
	3	N215/75			N042/80
	4	N260/75	AZ8810	cf. point GPS affleurement	N255/57
	5	N040/73			
	6	N113/78			
GZ8803	1	N210/65			
	2	N355/33			
	3	N235/30			
	4	N040/85			
GZ8804	1	N060/85			
	2	N045/35			
	3	N240/75			
	4	N340/20			
	5	N037/40			
	6	N245/40			
	7	N245/65			
	8	N015/40			
GZ8805	1	N205/85			
	1' (prolongement 1)	N210/70			
	2	N210/27			
	3	N203/27			
	4	N096/25			
	5	N189/26			
	6	N198/36			
	7	N250/88			

## 6. DONNÉES DE TERRAIN : LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Noms	Type	Localisation grille ou point GPS	Commentaires
GZ8805-C	Pétrographique	2-2	Mudstone grisâtre à verdâtre
GZ8801-C	Pétrographique	(-1)-14	Grès tufacé
AZ8807-B	Pétrographique	cf. point GPS affleurement	Mudstone marron voir jaunâtre
GZT102-A = MV01	Pétrographique = Géochimie	4,5-8	Diorite à albite
GZ8801-F = MV02	Pétrographique = Géochimie	10-14	Diorite à albite
GZ8805-B = MV03	Pétrographique = Géochimie	15-5	Bordure de trempe diorite
GZ8801-B = MV05	Pétrographique = Géochimie	3-14	Bordure de trempe diorite
GZT502-L = MV08	Pétrographique = Géochimie	10-5	Dyke de diorite cisailé
AZ8807-C = MV06	Pétrographique = Géochimie	cf. point GPS affleurement	Gabbro épidotisé à magnétite
MV04	Géochimie	405793 (+418m) 5156404 (2m)	Dyke cisailé ? Bordure ?
MV07	Géochimie	405816 (+419m) 5156503 (2m)	Volcanoclastite vert sombre
ZT1-163	Datation	Forage BD2011- 163 à 385,3 mètres	Diorite à albite



Noms	Type	Localisation grille ou point GPS	Commentaires
Z88-120	Datation	Forage BD2010-120 à 26,7 mètres	Diorite à albite
GZT101-A	Structurale (lame orientée)	1-3	Cœur de la zone de cisaillement
GZT101-B	Structurale (lame orientée)	1-4	Bordure de la zone de cisaillement
GZT105-C	Structurale (lame orientée)	6-5	Cœur de la zone de cisaillement
GZT105-D	Structurale (lame orientée)	6-6	Bordure de la zone de cisaillement
GZT501-C	Structurale (lame orientée)	10-9	Faille
GZT502-D	Structurale (lame orientée)	10-30	Zone non déformée
GZT502-E	Structurale (lame orientée)	10-28,5	Zone à cisaillement modérée
GZT502-G	Structurale (lame orientée)	10,27,5	Zone au cœur du cisaillement
GZT502-H	Structurale (lame orientée)	(-1)-25	Bordure de la zone de cisaillement
GZT502-I	Structurale (lame orientée)	(-1)-26	Cœur de la zone de cisaillement
GZ8801-E	Structurale (lame orientée)	3-18	Cœur de la zone de cisaillement

## ANNEXE C

### PHOTOS DES CAROTTES DU FORAGE BD2010-115 ASSOCIÉES À L'ÉTUDE DU RQD

